

Programa Nacional de Cartas Geológicas de la República Argentina

1:250.000

Hoja Geológica 4969-I Governador Gregores



El Kiosko, al sureste de estancia Bajo Tigre. Formación Baqueró.

Provincia de Santa Cruz

Geología por: José L. Panza y Graciela Marín

Recursos Minerales por: Mario Zubia

SUBSECRETARÍA
DE MINERÍA
DE LA NACIÓN

Boletín N° 239
Buenos Aires - 1998


INSTITUTO DE
GEOLOGIA Y
RECURSOS
MINERALES
SEGEMAR
SERVICIO GEOLOGICO
MINERO ARGENTINO

**Programa Nacional de Cartas Geológicas
de la República Argentina
1:250.000**

Hoja Geológica 4969-I
Gobernador Gregores

Provincia de
Santa Cruz

Geología: José L. Panza y Graciela Marín

Recursos Minerales: Mario Zubia

**SUBSECRETARÍA DE MINERÍA DE LA NACIÓN
SERVICIO GEOLÓGICO MINERO ARGENTINO
INSTITUTO DE GEOLOGÍA Y RECURSOS MINERALES**

Boletín N° 239
Buenos Aires - 1998

AUTORIDADES

Presidente de la Nación
Dr. CARLOS SAÚL MENEM

Ministro de Economía y Obras y Servicios Públicos
Dr. ROQUE FERNÁNDEZ

Secretario de Comercio, Industria y Minería
Dr. ALIETO GUADAGNI

Subsecretario de Minería
Lic. DANIEL MEILÁN

Presidente del Servicio Geológico Minero Argentino
Ing. HUGO NIELSON

Secretario Ejecutivo del Servicio Geológico Minero Argentino
Lic. ROBERTO N. PAGE

Director del Instituto de Geología y Recursos Minerales
Lic. JOSÉ MENDÍA

INSTITUTO DE GEOLOGÍA Y RECURSOS MINERALES SEGEMAR

Avenida Julio A. Roca 651-10º piso
1322 Buenos Aires
República Argentina

ISSN 0328-2333
Es propiedad del Instituto de Geología y Recursos Minerales
Prohibida su reproducción

CONTENIDO

RESUMEN	1
ABSTRACT	2
1. INTRODUCCIÓN	3
Ubicación de la Hoja y área que abarca	3
Naturaleza del trabajo	3
Investigaciones anteriores	3
2. ESTRATIGRAFÍA	4
Relaciones generales	4
2.1. MESOZOICO	4
2.1.1. JURÁSICO	4
2.1.1.1. Dogger	4
Formación Bajo Pobre	4
2.1.1.2. Dogger - Malm	8
Grupo Bahía Laura	8
Formación Chon Aike	9
Formación La Matilde	16
2.1.2. JURÁSICO SUPERIOR - CRETÁCICO INFERIOR	18
Formación Bajo Grande	18
2.1.3. CRETÁCICO	22
2.1.3.1. Cretácico inferior (Barremiano - Aptiano)	22
Formación Baqueró	22
Miembro Inferior	24
Miembro Superior	28
2.2. CENOZOICO	33
2.2.1. PALEÓGENO	33
2.2.1.1. Eoceno	33
Basalto Cerro del Doce	33
2.2.1.2. Oligoceno	34
2.2.1.2.1. Oligoceno medio	34
Basalto Alma Gaucha	34
2.2.1.2.2. Oligoceno superior	36
Patagoniano	36
Formación Monte León	37
2.2.2. NEÓGENO	40
2.2.2.1. Mioceno	40
2.2.2.1.1. Mioceno inferior	40
Formación Santa Cruz	40
2.2.2.1.2. Mioceno medio	43
Basalto Gregores	43
2.2.2.1.3. Mioceno superior	45
Formación La Ensenada	45
Basalto Strobel	46
2.2.2.2. Mioceno superior - Plioceno inferior	48
2.2.2.2.1. Mioceno superior	48
Formación Pampa de la Compañía	48
Grava La Flora	49
Formación Alta Vista	50
2.2.2.2.2. Plioceno inferior	50
Formación Mata Grande	50
Basalto Cerro Tejedor	51
Formación La Avenida	52
Depósitos de terrazas fluviales del río Chico (Nivel I)	53

2.2.3. NEÓGENO SUPERIOR - CUATERNARIO	54
2.2.3.1. Plioceno - Pleistoceno inferior	54
Basalto La Angelita y equivalentes	54
2.2.4. CUATERNARIO	57
2.2.4.1. Pleistoceno superior - Holoceno	57
Depósitos que cubren niveles de pedimentos	57
Depósitos de terrazas fluviales del río Chico (Niveles II y III)	58
Depósitos de antiguas playas y cordones litorales lacustres	58
2.2.4.2. Holoceno	59
Material de derrumbes y deslizamientos	59
Depósitos de planicies aluviales	59
Depósitos de conos aluviales	59
Depósitos eólicos	59
Sedimentos finos de bajos y lagunas	60
Depósitos aluviales y coluviales indiferenciados	60
3. TECTÓNICA	60
Fases Diastróficas	60
Descripción de la estructura	60
Estructuras de fallamiento	60
Estructuras de plegamiento	61
Interpretación de la estructura	62
4. GEOMORFOLOGÍA	64
Relieve donde la acción fluvial es dominante	66
Ambiente de la Formación Bajo Pobre	66
Ambiente de las ignimbritas jurásicas	66
Ambiente de la Formación La Matilde	67
Ambiente de las piroclastitas eocretácicas	67
Ambiente de las sedimentitas terciarias	67
Relieve volcánico (modificado por acción subaérea)	68
Ambiente del Basalto Cerro del Doce	68
Ambiente del Basalto Alma Gaucha	68
Ambiente del Basalto Gregores	68
Ambiente de los Basaltos Strobel y Cerro Tejedor	68
Ambiente de los basaltos plioceno superior - pleistocenos	69
Relieve mesetiforme	70
Relieve de depresiones endorreicas	71
Valle del río Chico	72
5. HISTORIA GEOLÓGICA	73
Ciclo Patagónico	73
Ciclo Ándico	74
6. RECURSOS MINERALES	75
Minerales metalíferos	75
Oro - Plata	75
Cuadros	77
Minerales industriales	79
Arcillas plásticas	79
7. SITIOS DE INTERÉS GEOLÓGICO	79
BIBLIOGRAFÍA	81
FOTOGRAFÍAS	87

RESUMEN

La Hoja 4969-I Gobernador Gregores está ubicada en la región central de la provincia de Santa Cruz, en el suroeste del Macizo del Deseado.

El único núcleo poblacional es Gobernador Gregores, cabecera del departamento Río Chico, siendo la principal actividad económica la cría de ovinos. Grandes perspectivas ofrece la minería, a partir de la continua explotación de los yacimientos de arcillas y caolines del distrito minero del Lote 18, y la posible extracción de oro-plata en los filones del distrito Manantial Espejo.

Las rocas más antiguas son los basaltos, andesitas y aglomerados (Formación Bajo Pobre), del Dogger inferior.

A continuación se dispone el complejo piroclástico-lávico del Grupo Bahía Laura, (Dogger superior-Malm inferior), integrado por las Formaciones Chon Aike (ignimbritas riolíticas) y La Matilde (tobas, tufitas), ambas engranando lateralmente entre sí.

Por encima se depositaron sedimentos continentales en el Jurásico más alto y Cretácico inferior (Formaciones Bajo Grande y Baqueró).

En el Paleógeno se tienen lavas basálticas (Basaltos Cerro del Doce y Alma Gaucha, ubicados en el Eoceno y el Oligoceno inferior a medio) y sedimentitas marinas (Formación Monte León, Oligoceno superior).

El Neógeno comienza con sedimentitas y piroclastitas continentales (Formación Santa Cruz, Mioceno inferior), las que son seguidas por nuevas efusiones básicas (Basaltos Gregores y Strobel) y por depósitos

psefíticos de agradación (Formaciones La Ensenada, Pampa de la Compañía, Grava La Flora y Alta Vista en el Mioceno superior). Las Formaciones Mata Grande y La Avenida, (Plioceno inferior) cubren en discordancia erosiva a algunas unidades precuaternarias, y son cubiertas por los Basaltos Cerro Tejedor (Plioceno inferior) y La Angelita (Plioceno superior). Al Pleistoceno y Holoceno se asignan depósitos fluviales, eólicos, de bajos y de remoción en masa.

La comarca se caracteriza por una estructura de fallamiento en bloques, los cuales responden a dos sistemas de fracturación denominados El Tranquilo (dirección principal N26°-37° O, conjugada N57°-64° E) y Bajo Grande (N53°-64° O y N25°-36° E, respectivamente), este último algo más joven que el primero. El movimiento diferencial de los bloques de basamento produjo plegamiento de arrastre en la cobertura sedimentaria. El análisis estructural permitió inferir desplazamiento horizontal levógiro para las direcciones principales de fracturación y dextrógiro en la conjugada del Sistema Bajo Grande; los sistemas conjugados actúan también como zonas de alivio tensional.

Predomina la acción fluvial como modeladora del paisaje, pero también son importantes las formas y efectos producidos por la actividad volcánica, acción eólica y remoción en masa.

Las mayores posibilidades mineras corresponden al distrito de arcillas y caolines del Lote 18, en intensa explotación, y al campo filoniano epitermal con mineralización auro-argentífera vetiforme y en stockwork de Manantial Espejo.

ABSTRACT

Sheet 4969-I Gobernador Gregores is located in the central region of Santa Cruz province, in the southwestern part of the Deseado Massif.

Gobernador Gregores, head of Rio Chico Department, with a population of 2000 inhabitants, is the most important city in the area. Sheep breeding is the main economic activity. Promisory perspective is offered with the exploitation of clays and kaolin deposits in Lote 18 Mining District. The best prospects are located in the quartz veins with Au-Ag of Manantial Espejo.

The oldest rocks exposed are the basalts, andesites and volcanic agglomerates of Bajo Pobre Formation, from the Lower Dogger.

The piroclastic-lavic complex of the Bahia Laura Group (Upper Dogger-Lower Malm), made up by the Chon Aike Formation (rhyolitic ignimbrites and scarce lavas) and La Matilde Formation (tuffs and tuffites), both laterally linked, covers the precedent sequence in angular unconformity.

Continental sedimentites from the Uppermost Jurassic and Lower Cretaceous (Bajo Grande and Baqueró Formations) were deposited over the Jurassic rocks.

During the Lower Tertiary are recognized basaltic lavas (Cerro del Doce and Alma Gaucha Basalts, attributed to Eocene and Lower Oligocene), and Upper Oligocene marine sedimentites (Monte Leon Formation).

Lower Miocene continental sedimentites (Santa Cruz Formation) cover the marine deposits. Basaltic

lava flows (Gregores and Strobel Basalts) took place in the Middle and Late Miocene, associated with the aggradation of gravel deposits, in cases of fluvial origin (La Ensenada, Pampa de la Compañía, Grava La Flora and Alta Vista Formations, of Late Miocene age).

Other mantles of gravel and sands (Mata Grande and La Avenida Formations), deposited in the Lower Pliocene, cover in erosive unconformity the precedent units. Both are covered by basaltic flows (Cerro Tejedor Basalt, Lower Pliocene, and La Angelita Basalt, Upper Pliocene). Fluvial, eolian and mass wasting deposits are attributed to the Pleistocene and Holocene.

The area is characterized by a block faulting structure in response to two systems of fracturing, named El Tranquilo (main direction N26°-37° W, conjugate N57°-64° E) and Bajo Grande (N53°-64° W and N25°-36° E, respectively). Left horizontal displacement is inferred in the main directions, and right displacement in the conjugate of the second system. The conjugate systems also act as zones of tensional release.

The fluvial process prevails as a landscape moderator, but in some places volcanic activity, eolian action and mass wasting effects are important.

The best mining perspectives are centered in the continuous exploitation of kaolin and clay deposits in Lote 18 District, and in the epithermal ore deposit of Manantial Espejo, characterized by gold-bearing quartz veins and stockworks.

1. INTRODUCCIÓN

UBICACIÓN DE LA HOJA Y ÁREA QUE ABARCA

La Hoja 4969-I Gobernador Gregores se encuentra ubicada en la región central de la provincia de Santa Cruz, abarcando parte de los departamentos Magallanes, Río Chico, Deseado y Lago Buenos Aires (Figura 1).

El área que ocupa está delimitada por las coordenadas de 48° y 49° de latitud sur y 69° y 70°30' de longitud oeste de Greenwich. La superficie total es de 12.320 kilómetros cuadrados.

Comprende a las siguientes Hojas escala 1:200.000 de la antigua subdivisión del Mapa Geológico-Económico de la República Argentina: 54d La Manchuria y 55d Meseta Baqueró completas, y las mitades orientales de 54c Tamel Aike y 55c Gobernador Gregores.

NATURALEZA DEL TRABAJO

La presente Hoja Geológica ha sido confeccionada siguiendo las normas para la realización y presentación de Hojas Geológicas del Mapa Geológico Nacional de Argentina a la escala 1:250.000, de la Dirección Nacional del Servicio Geológico.

Para la confección del mapa e informe de la Hoja Gobernador Gregores se utilizó la información geológica obtenida durante el levantamiento de las Hojas de la antigua escala 54d (Panza, 1986) y 55c (Marín, 1982, 1984), así como el estudio detallado del sector de los Lotes 18 y 19 (Panza, 1987). Los mapas correspondientes, realizados a la escala 1:100.000, fueron reducidos y adecuados a la nueva escala.

El sector restante sin información fue levantado en una campaña en parte de los meses de abril y mayo de 1993.

El levantamiento fue de carácter expeditivo, realizándose en algunos casos perfiles de detalle y muestreo sistemático de las rocas de distintas unidades. El recorrido se efectuó con vehículo automotor en aquellos lugares accesibles, mientras que en las zonas quebradas y sin caminos se realizó a lomo de caballo.

Durante los trabajos de campo se contó con fotografías aéreas escala 1:60.000 y con mapas escala 1:100.000 del Instituto Geográfico Militar.

INVESTIGACIONES ANTERIORES

Referencias aisladas sobre la región hay en las obras de Hatcher (1897, 1900, 1903), Windhausen (1931), Piatnitzky (1938) y Feruglio (1949-50).

Como parte de trabajos de geología de superficie previstos por Yacimientos Petrolíferos Fiscales, se efectuaron distintos estudios que cubren la comarca y áreas vecinas con mapas expeditivos en escala 1:100.000 (De Giusto, 1956, 1957, 1958; Di Persia, 1957, 1958 y 1959). Como trabajos de detalle programados por la empresa petrolera, los de Turic (1969) y Pezzi (1970). Ugarte (1956) y Sarris y Fernández (1957) recorrieron la región en busca de depósitos de carbón.

En los primeros trabajos regionales se descubrieron varias unidades que fueron estudiadas por diversos autores en su estratigrafía y contenido paleobotánico, fundamentalmente Archangelsky (1967) la Formación Baqueró del Cretácico, y la secuencia jurásica y su fauna de anuros por Stipanovic y Reig (1955, 1956).

Como parte del levantamiento regional encarado por el Servicio Geológico Nacional, se realizaron los trabajos de Marín (1982, 1984) para la Hoja 55c Gobernador Gregores, de Panza (1982, 1986 y 1988) para las Hojas 53e Gobernador Moyano, 54e Cerro Vanguardia, 54d La Manchuria y 55e Cerro Rubio, y de Ramos (1978) para la Hoja 55b Meseta de la Muerte.

También se cuenta con informes petrográficos de Martínez (1984), Busteros (1982) y Sacomani (1984), sedimentológicos de Bayarsky (1981, 1982), de difracción de arcillas (Roellig, 1981) y estudios de microfauna (Malumián, 1982; Echevarría, 1983) y megafauna (Rossi de García y Levy de Caminos, 1984).

Distintos estudios geoquímicos, radimétricos y tectónicos fueron efectuados sobre los basaltos cenozoicos, en particular por Ramos et al. (1982), Ramos y Kay (1992), Nullo et al. (1993) y Gorring et al. (1995).

Los yacimientos de arcillas y caolines de los Lotes 18 y 19 fueron estudiados por Padula (1959), Angelelli et al., (1976), y Panza (1987), y las vetas de cuarzo con anomalías de oro de Manantial Espejo por Schalamuk et al., 1994.

Para áreas vecinas al este, se tienen los informes de las Hojas Tres Cerros (4969-II), Bahía Laura (4966-I/II) y Puerto San Julián (4969-IV) a escala 1:250.000 (Panza, 1995a y b; Panza e Irigoyen, 1995, respectivamente).

2. ESTRATIGRAFÍA

RELACIONES GENERALES

La Hoja 4769-I Gobernador Gregores está ubicada en el sector suroccidental de la provincia geológica conocida como Macizo o Nesocratón del Deseado. Esta unidad se caracteriza por un comportamiento temporalmente positivo y rígido, en contraste con una subsidencia marcada al norte y al suroeste, que origina cuencas pericratónicas bien definidas, como las del Golfo de San Jorge y la Austral o Magallánica, respectivamente.

La evolución y estructura del Macizo del Deseado son el resultado de una serie de ciclos diastróficos que con mayor o menor intensidad han ocurrido durante buena parte del Fanerozoico.

Los rasgos estructurales están íntimamente ligados al desarrollo del orógeno de la Cordillera Patagónica Austral, conjuntamente con la evolución de la dorsal meso-atlántica durante gran parte del Mesozoico y Cenozoico.

La geología de la Hoja y las relaciones estructurales de las distintas unidades aflorantes en la misma son relativamente sencillas.

Las rocas aflorantes más antiguas corresponden a los basaltos, andesitas y aglomerados volcánicos de la Formación Bajo Pobre, del Dogger inferior.

A continuación se dispone el complejo piroclástico-lávico representado por el Grupo Bahía Laura, el cual constituye un acontecimiento geológico de suma importancia en el Macizo del Deseado. Fue asignado al lapso Dogger superior-Malm inferior y está integrado por las Formaciones Chon Aike y La Matilde.

La Formación Chon Aike comprende una potente secuencia de ignimbritas riolíticas, a las que se asocian tobas, tufitas y aglomerados volcánicos ácidos. La Formación La Matilde, por su parte, se compone de tobas primarias o retrabajadas, tufitas subordinadas y, en menor proporción, delgados mantos ignimbríticos también de composición ácida. Se interpreta que ambas unidades se encuentran engranando lateralmente entre sí y son en consecuencia coetáneas.

Como consecuencia de un acontecimiento diastrófico importante, se desarrolló una estructura de bloques por fracturación de la secuencia volcánica jurásica, generándose cuencas en las que se registran episodios de sedimentación continental en el Jurásico más alto y Cretácico inferior: la Formación Bajo Grande, (de edad restringida en forma imprecisa al lapso Kimmeridgiano superior-Hauteriviano), cons-

tituida por areniscas tobáceas, tobas y chonitas, que apoyan en discordancia angular sobre el Grupo Bahía Laura y, mediando una discordancia angular, las piroclastitas y sedimentitas de la Formación Baqueró, asignada al Cretácico inferior (Barremiano-Aptiano) en base a la magnífica paleoflora que contiene.

Efusiones de lavas basálticas dieron lugar en varios sectores del área al Basalto Cerro del Doce, que fue ubicado en el Eoceno.

Es cubierto en discordancia erosiva por las efusiones lávicas del Basalto Alma Gaucha, referido al Oligoceno inferior a medio.

Las sedimentitas marinas de la Formación Monte León, del Oligoceno superior, apoyan en discordancia localmente erosiva pero regionalmente angular sobre algunas de las unidades geológicas antes citadas. En concordancia, son seguidas por las sedimentitas y piroclastitas continentales de la Formación Santa Cruz, del Mioceno inferior.

Durante todo el Neógeno se reconocen varios ciclos de lavas basálticas, y sucesivos niveles de gravas aterrazadas, en partes de génesis fluvial. Entre los primeros se reconocen a los Basaltos Gregores (Mioceno medio), Strobel (Mioceno superior) y Cerro Tejedor (Plioceno inferior). El primer nivel de gravas corresponde a la Formación La Ensenada, del Mioceno superior. Posteriormente se depositan las Formaciones Pampa de la Compañía, Grava La Flora y Alta Vista (también en el Mioceno superior), Mata Grande y La Avenida (ambas referidas al Plioceno inferior). El último episodio basáltico, del Plioceno superior a Pleistoceno muy bajo, es el del Basalto La Angelita.

Al Pleistoceno y Holoceno se asignan depósitos de terrazas fluviales, de antiguas playas y cordones litorales lacustres, de planicies y conos aluviales, eólicos, de bajos sin salida y productos de remoción en masa.

2.1. MESOZOICO

2.1.1. JURÁSICO

2.1.1.1. Dogger

Formación Bajo Pobre

Basaltos, andesitas, aglomerados volcánicos

Antecedentes

Bajo esta denominación (Lesta y Ferello, 1972), se reconoce a una unidad formada por basaltos y andesitas, de poco desarrollo areal dentro de la Hoja

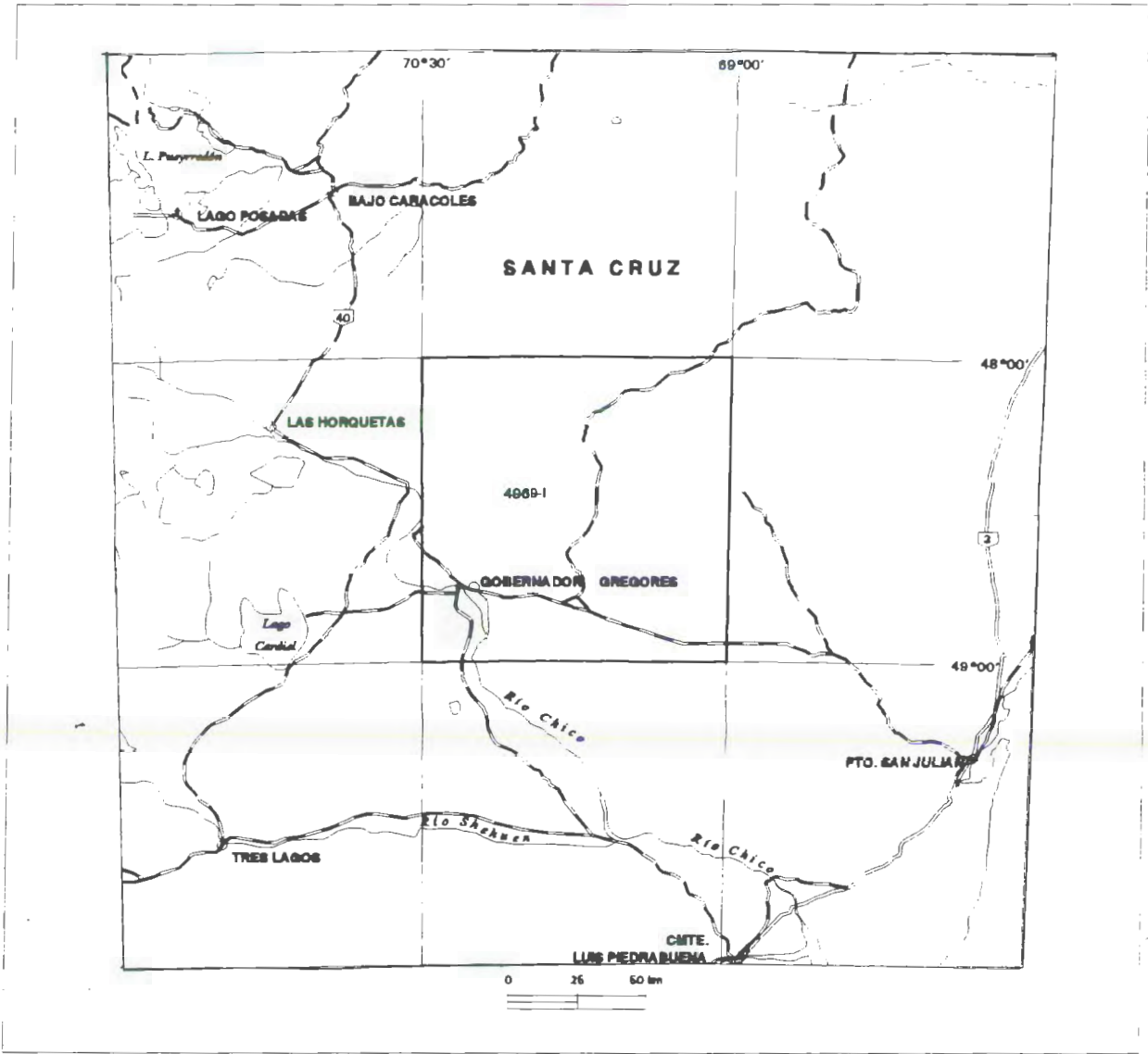


Figura 1. Mapa de ubicación

Gobernador Gregores pero de gran distribución al este de la misma.

Fue considerada por Di Persia (1956) y De Giusto (1956) como la parte superior de los depósitos liásicos («Serie de Roca Blanca»), y posteriormente mapeada por ambos autores en forma independiente, bajo las denominaciones de «Serie de Roca Blanca Superior Aglomerádica» (Di Persia, 1957) o «Serie de Roca Blanca Efusiva» (De Giusto, 1958).

La primera mención publicada es la de Lesta y Ferello (1972), autores que la desvincularon totalmente del Liásico y la incluyeron provisoriamente en el Grupo Bahía Laura del Dogger. Tal idea fue sugerida, si bien con dudas, por Di Persia (1957). Posteriormente De Giusto et al. (1980) en base a la neta relación de discordancia que separa a la Formación Bajo Pobre del Grupo Bahía Laura, la retiraron del mismo y consideraron concordante con la Formación Roca Blanca.

Panza (1982, 1984, 1995a) la estudió regionalmente y la reconoció como unidad independiente, desvinculada de ambos episodios geológicos, criterio que se mantiene.

Distribución areal

La Formación Bajo Pobre constituye casi siempre afloramientos aislados y de poca extensión, pero con una distribución areal amplia.

El grupo principal de afloramientos se ubica al sur de la estancia La Alianza (Figura 2). Otro grupo de asomos se observa entre la estancia 4 de Enero y el cerro Piche. Con características similares aflora en el área del cerro Paike y también a unos 10 kilómetros al este de la estancia María Esther. Finalmente, un asomo aislado fue reconocido por Panza (1987) al norte del cerro Cuadrado en el Lote 18 (Figura 4).

El sector al norte de la estancia Cañadón Largo, en la Hoja 4969-II Tres Cerros vecina al este (Panza, 1982, 1995a) es el que se considera tipo para la unidad, ya que en el Bajo Pobre (al norte de la comarca) la Formación homónima está poco desarrollada y muy cubierta.

Litología

Al sur y al norte de la estancia La Alianza (Figura 2) es donde aflora la Formación Bajo Pobre con mayor desarrollo horizontal y vertical (De Giusto, 1958; Sacomani, 1982). En un amplio sector de afloramientos, y en otros dos más pequeños (cercaños al cerro Paike), la unidad conforma lomadas generalmente bajas y de coloración oscura, negruzca, en la que

aparecen escasos y reducidos asomos rocosos de andesitas y basaltos subordinados. Todos los afloramientos, ubicados casi siempre en la cima de las colinas, apenas sobresalen en el terreno y están generalmente cubiertos por pequeños bloques y lajas sueltas.

En todo el sector, y principalmente en su parte central y oriental, predominan las andesitas y basandesitas. Estas rocas son por lo general verdes y moradas, porfíricas y con pasta afanítica. Están constituidas por fenocristales prismáticos blanquecinos de plagioclasas (a veces alterados en materiales pulverulentos de igual color), de hasta cinco milímetros, y otros de minerales féficos (piroxenos) verdosos, de igual tamaño, que en muchos casos se agrupan constituyendo glomérulos, y en algunas muestras están reemplazados por material rojizo oscuro. En ocasiones se encuentran escasos litoclastos verde claros, de uno a dos milímetros, de andesitas de grano más fino, así como también rellenos de amígdulas y venillas de cuarzo. El grado de alteración de las andesitas es muy marcado.

En forma subordinada aparecen basaltos, formando pequeñas mesetas o lomadas oscuras, con pocos afloramientos muy diaclasados. Son rocas melano-cráticas, compactas, algo porfíricas, en las que se observan fenocristales frescos o poco alterados de olivinas, en una base afanítica casi siempre muy alterada y teñida por óxidos de hierro.

En el sector de las estancias 4 de Enero y Don Guillermo (Panza, 1986), la Formación Bajo Pobre conforma una serie de lomadas moradas y negruzcas, bajas y de formas redondeadas, en las que se advierten pequeños asomos muy poco notorios y distanciados entre sí.

Se trata de rocas en avanzado grado de alteración, de color morado a castaño rojizo y en ocasiones negro verdoso. Son basaltos y andesitas, si bien la dificultad en obtener muestras frescas impide la determinación segura en muchos casos.

Son rocas poco a medianamente porfíricas, compuestas por fenocristales de feldespatos castaño grisáceos algo alterados, de hasta tres milímetros, y otros de minerales féficos verdosos de hábito prismático, de igual tamaño. La base afanítica está muy alterada y pigmentada por óxidos de hierro, observándose en ella manchas irregulares rojizas, verdosas y castaño amarillentas.

Con respecto a los asomos situados al este de la estancia María Esther (Di Persia, 1958; Sacomani, 1982; Panza, 1986) y al oeste de estancia La Evelina (Figura 3), la unidad también conforma lomadas bajas

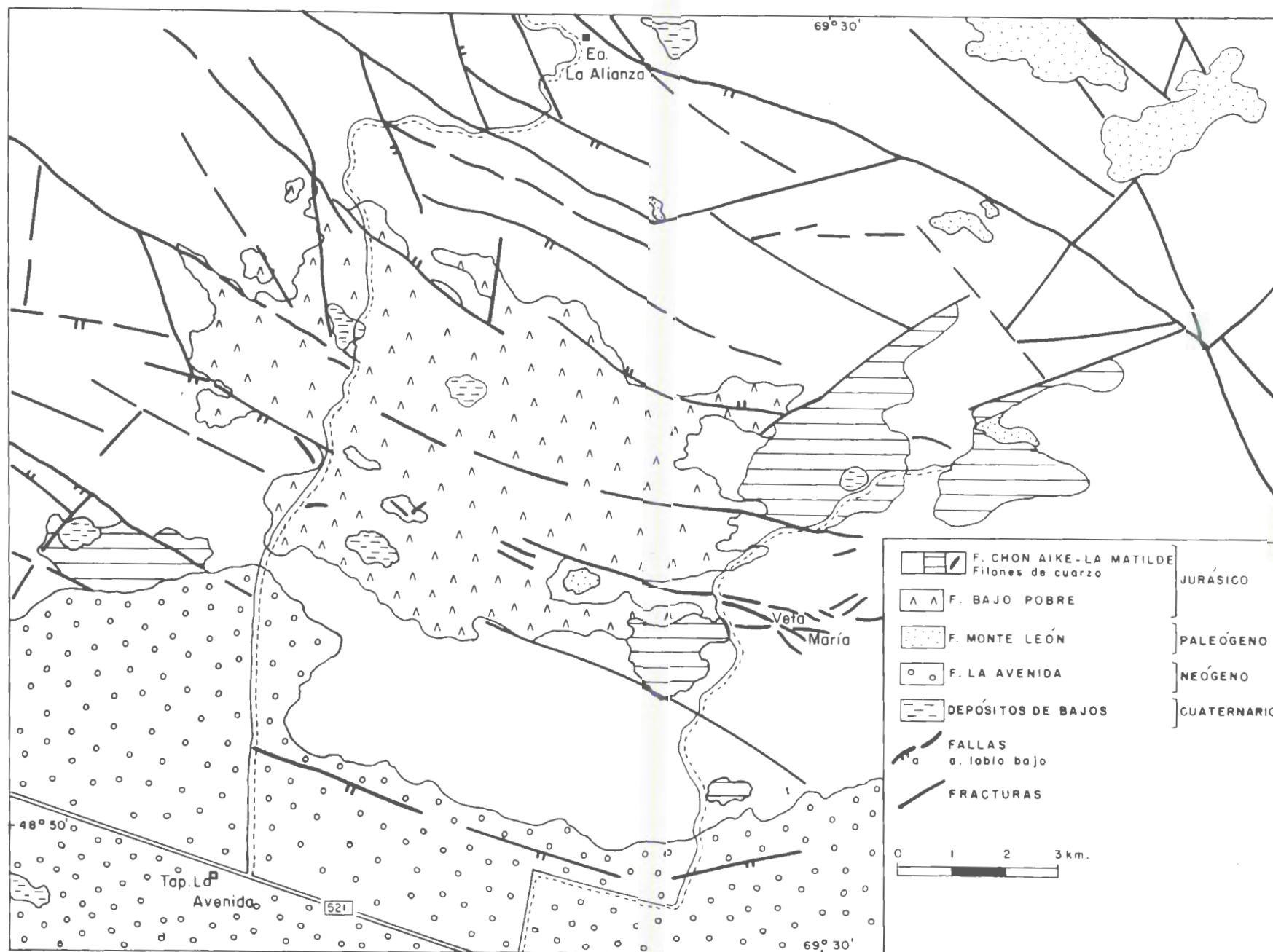


Figura 2. Bosquejo geológico del sector entre las estancias La Alianza y Manantial Espejo.

y oscuras, con escasos afloramientos muy poco destacables.

Las rocas están muy alteradas, son probablemente andesíticas, de color violáceo oscuro casi negro a gris morado oscuro. Con una marcada textura porfírica, están constituidas por abundantes fenocristales de feldespatos prismáticos blancos alterados, de dos a cinco milímetros, mafitos verdoso oscuros de igual hábito y tamaño, abundantes laminillas de biotita euhedral fresca de hasta cuatro milímetros, y muy escasos cristales de cuarzo de un milímetro. La pasta es afanítica, morada en partes verdoso oscura, muy alterada. Se observan asimismo algunos pocos litoclastos negros afaníticos, de cinco a ocho milímetros.

Finalmente, Panza (1987) asignó a esta unidad a un pequeño afloramiento situado en el área del Lote 18, dos kilómetros al norte del yacimiento de arcillas conocido como Campamento 4 (Figura 4). Se trata de una lomada oscura, que apenas sobresale entre depósitos cuaternarios, formada por basaltos macizos, las más de las veces de grano fino, y medianamente porfíricos. Debido al alto grado de alteración, la coloración varía entre negro verdoso a morado y castaño rojizo.

En todos los afloramientos los espesores de la unidad son parciales, por no aflorar nunca la base. En ningún caso supera los cien metros visibles.

Ambiente de depositación

Se trata de condiciones propias de erupciones de tipo fisural, las cuales, debido a su gran extensión areal y espesor relativamente constante, podrían corresponder a extensos campos de basaltos.

En cuanto a los depósitos aglomerádicos y sedimentarios asociados, presentes sobre todo al este de la comarca (Panza, 1982, 1995a), corresponderían los primeros a procesos explosivos y los segundos a la destrucción de coladas y conos volcánicos por erosión principalmente fluvial.

Este episodio volcánico, de gran importancia en la evolución geológica del Macizo del Deseado, estaría relacionado a fracturación profunda con procesos de rifting, preanunciando el futuro desmembramiento del continente de Gondwana y la apertura del Océano Atlántico.

Relaciones estratigráficas

No aflora en la Hoja la base de la Formación Bajo Pobre, pero al este de la misma (Panza, 1982, 1995a) cubre a la Formación Roca Blanca del Liásico en discordancia erosiva y quizás también angular de muy bajo ángulo.

Está separada en su techo de las Formaciones Chon Aike o La Matilde, por una relación de discordancia erosiva.

Edad

La misma queda establecida en áreas vecinas (Panza, 1982, 1995a) por estar limitada entre dos unidades temporalmente bien ubicadas: la Formación Roca Blanca, del Toarciano a quizás Aaleniano, y el Grupo Bahía Laura, post Bayociano.

En consecuencia, la Formación Bajo Pobre queda restringida al Dogger Inferior (Aaleniano superior-Bayociano).

2.1.1.2. Dogger-Malm

GRUPO BAHÍA LAURA

Este complejo ignimbrítico-lávico-sedimentario constituye un acontecimiento geológico de enorme importancia en todo el ámbito del Macizo del Deseado, debido a la gran superficie cubierta por sus depósitos.

El Grupo Bahía Laura (Lesta y Ferello, 1972) está integrado por las Formaciones Chon Aike y La Matilde. La primera se compone fundamentalmente de una espesa secuencia de ignimbritas de composición riolítica a riodacítica, a las que se asocian aglomerados y brechas volcánicas en forma subordinada, y muy escasas tobas; la facies lávica, restringida a domos riolíticos y porfíricos aislados, es totalmente minoritaria.

La Formación La Matilde, que se presenta interdigitada lateral y verticalmente con la anterior, está formada por tobas y tufitas, con delgados mantos ignimbríticos intercalados.

Antecedentes

Reconocido ya desde mediados del siglo pasado en los afloramientos de la costa atlántica de la provincia de Santa Cruz entre Puerto Deseado y Puerto San Julián, el problema de la edad y adecuada subdivisión estratigráfica del complejo ha suscitado gran número de opiniones, a veces totalmente encontradas.

Ameghino (1906) dio detalles del complejo en buena parte de la Patagonia, asignándole con dudas una edad precretácica, tal vez jurásica. Delhaes (1913) consideró a toda esta sucesión como de edad rética, o por lo menos Triásico superior, opinión a la que adhirieron Wichmann (1922), Windhausen (1924, 1931) y Frenguelli (1933).

Varios autores pusieron en dudas la edad triásica de la unidad, y en particular Gothan (1925), Roll (1938) y Feruglio (1949); este autor fue el primero que analizó en su conjunto a esta unidad, y llegó a la conclusión de que la misma debe referirse en gran parte, sino totalmente, al Jurásico, proponiendo la denominación de Complejo de Bahía Laura.

Stipanovic, en otro trabajo fundamental, (en Stipanovic y Reig, 1955, 1956) subdividió a la «Serie» o «Complejo Porfírico» en tres unidades, denominadas, de abajo hacia arriba, «Chon-Aikense», «Matildense» y «Baqueroense».

Lesta y Ferello (1972) publicaron el término de Grupo de Bahía Laura, sosteniendo la coetaneidad de las Formaciones Chon Aike y La Matilde, las cuales se encuentran interestratificadas entre sí. Incluyeron, provisoriamente, a la Formación Bajo Pobre en la parte basal del Grupo.

En 1980 De Giusto et al. mantuvieron al Grupo Bahía Laura como un único episodio, pero incluyendo en el mismo a la Formación Los Pirineos (Pezzi, 1970), constituida por ignimbritas.

Sacomani (1981) estableció la identidad entre las Formaciones Chon Aike y Los Pirineos, y siguiendo un criterio de prioridad, consideró válido utilizar el primer término. Esta unidad, junto con la Formación La Matilde, constituye el Grupo Bahía Laura, tal como lo definieran en su oportunidad Lesta y Ferello (1972).

Tales conclusiones resultaron vigorizadas por Mazzoni et al., (1981), Panza (1982, 1984, 1986) y Sruoga y Palma (1984). Igual criterio adoptaron, entre otros, Panza y de Barrio (1989), Franchi et al. (1989), Panza (1995a, b).

Ha sido también reconocido en la comarca como «Complejo Porfírico de la Patagonia extraandina» (Feruglio, 1949; Stipanovic y Reig, 1955, 1956), Complejo de Bahía Laura (Feruglio, 1949; Ugarte, 1956), «Serie Porfírica» o «Complejo Porfírico» (De Giusto, 1956, 1957, 1958; Di Persia, 1956, 1957, 1958, 1959).

Formación Chon Aike

Ignimbritas, aglomerados y tobas riolíticas; escasas tufitas y pórfiros riolíticos. Filones epitermales de cuarzo.

Antecedentes

Esta unidad, definida por Stipanovic y Reig (1956) y formalizada por Archangelsky (1967), está formada predominantemente por ignimbritas de composición riolítica, asociadas con espesos bancos de aglomera-

dos volcánicos gruesos y con escasas tobas, lapillitas y tufitas. Las facies lávicas son totalmente minoritarias y se encuentran también rocas hipabisales (pórfiros riolíticos).

En el área estas rocas fueron incluidas, sin discriminación, en la «Serie Porfírica» (Di Persia, 1957, 1958, 1959) o «Complejo Porfírico» (De Giusto, 1956, 1957, 1958; Padula, 1959).

Herbst (1965) se refirió a esta entidad como «Chon-Aikense», mientras que Turic (1969) la denominó Formación Chon Aike. Pezzi (1970) creó la Formación Los Pirineos, la cual entró en sinonimia con la Formación Chon Aike de acuerdo a la opinión de Sacomani (1981).

Algunos autores (Rapela y Kay, 1988; Pankhurst et al., 1993) utilizan la denominación de Complejo Chon Aike en sentido amplio.

Distribución areal

La Formación Chon Aike está ampliamente desarrollada en casi toda la Hoja Gobernador Gregores, pero fundamentalmente en el norte y centro de la misma. Se pueden reconocer cuatro grandes sectores de afloramientos, los que son: a. el sector noroccidental (estancias La Aragonesa, La Mata, La Pilarica, La Cañada, La Marciana); b., el sector nororiental (estancias María Esther, Vega del Zaino, Los Granaderos, Santa Clara); c. el sector central (estancias La Isabel, 18 de Noviembre, 4 de Enero, Don Guillermo, San Pedro, La Evelina) y d. el sector austral (estancias La Rosita, 1 de Abril, La Alianza, La Esmeralda).

Litología

A grandes rasgos la Formación Chon Aike está constituida predominantemente por ignimbritas riolíticas, como mantos compactos y espesos que forman grandes paredones y crestas muy abruptas, así como altos pináculos. A veces tienen marcada disyunción columnar, y es típica la formación de grandes cavernas y oquedades en general paralelas a la pseudofluidalidad. Esta última propiedad es en general poco notable en los afloramientos (donde se presenta remarcada por la alineación de pequeñas cavidades), pero en muestra de mano llega a ser mucho más visible, y en este caso está dada por la orientación de numerosos fiammes alterados y de laminillas de biotita. El espesor de los mantos de ignimbritas oscila entre los 4 y 15 m, pudiendo llegar en los casos más extremos hasta los 20 metros. Su color dominante en afloramiento es castaño oscuro a rojizo y morado, mientras que en

corte fresco las rocas son de color gris claro y rosadas hasta moradas y violáceas.

En algunos casos la Formación Chon Aike constituye lomadas redondeadas y de coloración castaño rosada o gris rojiza y morada, en las que se destacan pequeños asomos rocosos apenas sobresalientes en el terreno, casi siempre de formas romas.

Las ignimbritas son marcadamente porfíricas, integradas por abundantes fenocristales de cuarzo (a veces de hasta ocho milímetros), con otros escasos de feldespatos blanco-rosados de hasta seis milímetros (frescos o alterados), y láminas de biotita de hasta dos a tres milímetros. Contienen fiammes y fragmentos pumíceos blanquecinos a gris rosados muy alterados o pigmentados por óxidos de hierro, así como pocos litoclastos grises y violáceos de tobas y vulcanitas.

Intercalados entre las ignimbritas hay espesos bancos de aglomerados volcánicos y otros delgados de lapillitas, tobas y tufitas. Los primeros son rojizos a gris amarillentos, compuestos por grandes clastos de ignimbritas, tobas y vulcanitas en una matriz piroclástica. Las tobas son finas, friables, de tonos gris-amarillentos hasta rosados y casi siempre son muy lajosas. En cuanto a las tufitas de grano mediano a grueso, constituyen bancos macizos de un metro de espesor, son líticas o cuarzo-líticas, de color gris amarillento a castaño.

Rocas hipabisales aparecen al sur de la estancia San Pedro, donde configuran un paisaje de lomas bajas con meteorización en forma de bloques y bochones redondeados. Son muy porfíricas, con grandes fenocristales de cuarzo (3 mm a 1 cm), feldespato potásico y plagioclasas, de hasta dos centímetros, y escasos anfíboles verdosos. Vulcanitas de probable composición más intermedia, con un avanzado grado de alteración, afloran cerca de estancia La Evelina.

En el sector noroccidental, al este de la estancia La Aragonesa y hasta el cerro Puntudo, predominan ignimbritas grises y gris rosadas muy lajosas, poco porfíricas y con pseudofluidalidad apenas insinuada. Se disponen como grandes crestones con inclinación al norte, en los que la ladera septentrional es muy tendida y casi sin afloramientos, mientras que la meridional es muy abrupta conformando una barda subvertical. Estos mantos son de color castaño rojizo hasta rojo cuando se observan desde una cierta distancia. En muchos casos el afloramiento es de formas redondeadas y por la gran alteración de las rocas es muy difícil obtener muestras frescas. En las cimas, también redondeadas, el asomo rocoso se cubre de un pavimento suelto de pequeños trozos y lajas.

Por su parte, el cerro Puntudo y todas las altas elevaciones al este del mismo, hasta el cerro La Mata, están constituidos por ignimbritas gris rosadas a blanquecinas, que se presentan como asomos aislados de formas ásperas, en parte con incipiente disyunción columnar, dispuestos sólo en las cimas en las que apenas sobresalen en el terreno. Excepcionalmente hay algunas bardas de hasta dos metros de altura.

Las rocas son muy lajosas y presentan una marcada pseudo fluidalidad, dada por pequeños fiammes muy aglutinados. Apenas porfíricas, se caracterizan por una marcada silicificación, que se manifiesta incluso bajo la forma de venas y venillas de sílice blanca y rojiza.

En todo el valle del zanjón de La Aragonesa, así como en el cerro Bandera, estancia El Puntudo y el área entre las estancias La Pilarica y El Fénix, extendiéndose hasta más allá del límite norte de la Hoja, predominan en cambio otras ignimbritas riolíticas de coloración morado-violácea. Afloran en general como una gran cantidad de trozos y lajas en la mayor parte de los faldeos y las cimas de las lomadas, y en especial en las márgenes de los pequeños valles. La peculiar coloración de estas rocas hace que las elevaciones, vistas desde lejos, sean de un color morado muy oscuro. Los afloramientos son redondeados con una típica descamación esferoidal. Solamente en el sector de la estancia El Fénix conforman cerrilladas con afloramientos abruptos, en los que muchas veces se observa un marcado diaclasamiento subvertical.

La ignimbrita tipo es una roca muy consolidada, algo alterada y también de color morado en corte fresco. Son algo porfíricas (fenocristales de cuarzo de 1 a 2 mm, feldespatos euhedrales de 1 a 5 mm, escasa biotita y líticos tobáceos) y casi siempre poco fluidales. Cuando la pseudofluidalidad es bien visible, está dada por fiammes blanco rosados de uno a ocho centímetros de longitud.

Frente a la estancia La Aragonesa se encuentran potentes bancos de aglomerados volcánicos gris amarillentos. Constituyen asomos de formas muy redondeadas y lisas, en los que no se observan planos de estratificación sino ocasionalmente diferencias en el tamaño de grano. Es notable la formación de cavidades de todo tamaño, alargadas y dispuestas en forma subparalela. Están formados por gran cantidad de fragmentos subredondeados de tobas (de hasta 10 cm de diámetro, si bien el promedio es de dos a cuatro milímetros), escasos litoclastos de vulcanitas y cristaloclastos de cuarzo, feldespato y

biotita, poco abundantes. El material aglutinante es tobáceo, con algo de cemento silíceo.

Poco al oeste de la estancia El Puntudo se observan altos paredones (cinco a ocho metros) de ignimbritas riolíticas gris moradas, con marcado diaclasamiento columnar. Son muy compactas y enormemente porfíricas, con gran cantidad de láminas de biotita.

Entre estancia La Morocha y el ex hotel Dos Manantiales, la unidad está formada por ignimbritas rosadas muy alteradas que forman lomas redondas cubiertas de lajas, con escasos asomos gris oscuros a negros por la presencia de líquenes.

En todo el sector entre las estancias La Mata y Las Bayas, siguen dominando las ignimbritas riolíticas rojizo-rosadas hasta moradas, si bien hay variedades blancas y grises. Forman cerros y lomadas de formas por lo general abruptas, en casos con paredones verticales castaño rosados a grises en los que se desarrolla una disyunción columnar y diaclasamiento horizontal marcados, con formación de cavidades y cuevas. Estos mantos pueden llegar a tener hasta 20 m de espesor, y son casi siempre rocas bien porfíricas y fluidales, con numerosos fiammes muy aplastados o fragmentos pumíceos algo menos aglutinados.

En la esquina noroccidental de la Hoja, la Formación Chon Aike se dispone como afloramientos reducidos y aislados, sobresaliendo de la cubierta de depósitos terciarios. Los asomos más notorios son los situados al oeste de la estancia El Chara, muy abruptos, de formas redondeadas y coloración oscura, casi negruzca. Se trata de rocas moradas a gris oscuro y verdoso, muy porfíricas y con algo de fluidalidad. Compuestas por cristales de cuarzo de 6 a 8 mm, feldespatos más pequeños y biotita alterada, en una base afanítica violácea, también muy alterada y pigmentada. Al sur de la estancia La Marciana las ignimbritas son, en cambio, poco porfíricas, pero se observan en ellas fiammes pequeños gris blanquecinos a rosados, en una base muy silicificada. Se asocian, en asomos muy cubiertos, con tobas y lapillitas muy lajosas, gris verdosas, caracterizadas por abundantes laminillas de biotita. Por su parte, en la parte central del bajo Mackenzie la Formación constituye lomadas grises y rosadas casi sin afloramientos, pero muy cubiertas por lajas. Se trata de ignimbritas muy porfíricas y escasamente pseudofluidales de color morado rojizo.

Gran desarrollo tiene la Formación Chon Aike en el área del cerro Alto de María Esther y de la estancia homónima, y sobre todo ocho kilómetros al

naciente de la misma. Allí la secuencia aflorante comienza en la base con ignimbritas moradas muy consolidadas, muy porfíricas, biotíticas, que forman lomadas bajas. Por encima se observa un manto de 10 m de espesor, como grandes paredones subverticales, de ignimbritas rosado amarillentas, en las que es notable la meteorización diferencial, con fenómenos de reducción fungiforme, ahuecamiento basal y lateral y formación de todo tipo de cavidades. Son rocas con cierta fluidalidad, propiedad ésta remarcada por venillas oscuras de sílice rojizo y negruzco que también atraviesan las rocas en todas direcciones.

Hacia arriba sigue un espesor de tobas gris blanquecinas friables, que forman afloramientos redondeados, lisos y muy poco prominentes. Culmina la secuencia con un nuevo manto ignimbrítico, que constituye un elevado paredón vertical de 15 m de altura, con disyunción columnar. Son también riolíticas, de color rosado a blanquecino y con marcada alteración.

En todo el sector de la estancia Vega del Zaino la unidad conforma lomadas redondeadas, con afloramientos rocosos poco sobresalientes pero de formas bien ásperas. Cuando los mantos de ignimbritas rosadas están bastante inclinados, coronan las crestas con paredes de 5 a 10 m de altura.

Entre esta localidad y la estancia Los Granaderos se asocian a las ignimbritas algunos bancos de aglomerados volcánicos gris amarillentos a castaños, de hasta cuatro metros de espesor individual. Están formados por numerosos fragmentos redondeados y equidimensionales de ignimbritas, en una matriz tobácea; los mayores tamaños alcanzan los 20 centímetros. Se encuentran asimismo algunos estratos de tobas cristalinas gris verdosas a amarillentas, de hasta un metro de potencia, así como de tobas finas laminadas muy silicificadas.

Hacia el norte de la estancia Santa Clara, la Formación Chon Aike está compuesta por mantos de ignimbritas rojizas a rosadas, muy pseudofluidales, que se disponen en posición subhorizontal. Estos mantos, que forman bardas subverticales continuas por centenares de metros, tienen espesores aflorantes entre cinco y diez metros, pero a veces superan los 15 a 20 metros.

Al noroeste de las anteriores se encuentra un nuevo escalón topográfico formado por un manto ignimbrítico rojizo a morado de 10 a 12 m de altura, que se extiende por una gran distancia. Son rocas muy porfíricas y muy fluidales por la presencia de numerosísimos fiammes silicificados oscuros.

El cerro Horqueta está constituido por ignimbritas similares, que conforman afloramientos redondeados sin presencia de grandes bardas pero sí con numerosas cavidades.

Inmediatamente al este de Santa Clara aparecen, en una cantera de lajas, rocas tufíticas y tobáceas blancas y grises, hasta castañas por pigmentación ferruginosa. Las primeras son de grano mediano a grueso en capas alternantes, hasta sabulíticas, mientras que las tobas son vítreas y con fractura concoide.

En todo el sector central son netamente dominantes las facies ignimbríticas, que en buena parte de los casos forman lomadas rosadas a moradas casi sin afloramientos o con pequeños asomos redondeados de color gris por la presencia de líquenes. Al este de la estancia 18 de Noviembre, y hasta la ruta provincial 503, en ocasiones se observan bardas de dos a tres metros de altura, pero en el cerro de la Tapera los mantos tienen 5 a 10 m de espesor, formando paredones muy destacables en el relieve.

Predominan ignimbritas rosado rojizas a gris blanquecinas, muy lajosas y de aspecto alterado, caracterizadas por una estructura pumícea muy marcada en la que los fiammes, sumamente deformados y con longitudes de hasta 20 cm, están perfectamente orientados y muestran textura axiolítica. En los fiammes mayores se ve muchas veces una estructura esferulítica; esta propiedad, así como la intensa silicificación, enmascara totalmente en algunos casos las texturas originales, como al sureste de estancia La María.

En el monte Iliria se encuentran ignimbritas gris rosadas a rojizas, totalmente alteradas a tal punto que es imposible obtener muestras frescas. En particular en la cima del cerro se observan abruptos paredones y numerosas puntas y torrecillas, algunas de varios metros de altura. El espesor de los mantos es de 15 a 20 metros. Hacia la parte sur del cerro comienzan a aparecer tufitas de grano mediano a gruesos, amarillentas a blanquecinas, sólo como lajas sueltas en el derrubio.

Dentro del sector central, al suroeste de la estancia San Pedro, se encuentra un área de afloramientos de una facies hipabisal de la Formación Chon Aike. Un bosquejo geológico a la escala 1:100.000 se presenta en la Figura 3.

Esta facies particular, integrada por pórfiros riolíticos a riocácíticos, está asociada en sus áreas distales a una facies piroclástica formada por mantos ignimbríticos y bancos de aglomerados volcánicos, tobas y tufitas.

Se interpreta (De Giusto, 1957; Panza, 1986) que se trata de un antiguo centro efusivo totalmente desmantelado por la erosión y procesos tectónicos posteriores, cuyas raíces estarían representadas por la facies hipabisal.

Las rocas hipabisales conforman un asomo aproximadamente oval en planta, con un diámetro mayor norte-sur de cinco kilómetros y uno menor este-oeste de cuatro. Se presentan formando lomadas rojizas a gris rosadas, bajas, con meteorización en forma de bloques y bochones redondeados, regidos por dos sistemas de diaclasas subverticales, que en conjunto recuerdan un paisaje de rocas graníticas.

Los pórfiros, de aspecto general muy alterado, se caracterizan por una marcada textura porfírica, en la que se observan enormes cristales de cuarzo cuhedral (3 mm a 1 cm), feldespatos potásico y plagioclasas prismáticas euhedrales (5 a 8 mm, llegando a 2 cm), y escaso anfíbol verde oscuro, en una base afanítica gris verdosa muy manchada por óxidos de hierro.

Potentes mantos de brechas y aglomerados volcánicos, con espesores entre 6 y 12 m, se encuentran por encima de las rocas hipabisales, en particular en el cañadón entre las estancias San Pedro y La Evelina. Constituyen altos paredones rojizos a castaños, con un diaclasamiento en forma de gruesos prismas verticales de aristas redondeadas, y gran cantidad de oquedades y cuevas por eliminación de clastos. Son psefitas gruesas, con bloques angulosos de pómez y litoclastos de ignimbritas y tobas, de hasta 30 a 40 cm y aún más, en una base de material piroclástico fino rojizo oscuro a violáceo, a veces muy silicificada.

Hacia el este es posible observar una alternancia gradual entre sectores de granulometría más fina (lapillitas con bloques mayores dispersos), y otros de aglomerados con fragmentos de hasta 0,60 m de diámetro. En cambio, hacia las partes más distales del posible centro efusivo los aglomerados se asocian con tobas líticas lajosas gris blanquecinas a amarillentas, y con escasas tufitas medianas a gruesas, apreciándose en consecuencia una lógica disminución de la granulometría de los eyectos a medida que se está más lejos de la boca de emisión.

También en partes alternantes con los aglomerados, pero en otras netamente dominantes, como cerca de estancia La Evelina, se encuentran mantos de ignimbritas riolíticas gris rosadas a castaños, con espesores entre siete y ocho metros, si bien son comunes los que superan los 10 a 15 m, pudiendo llegar a 20 m (Cueva de las Manos).

En todo el sector austral de la Hoja son también dominantes las ignimbritas de composición riolítica,

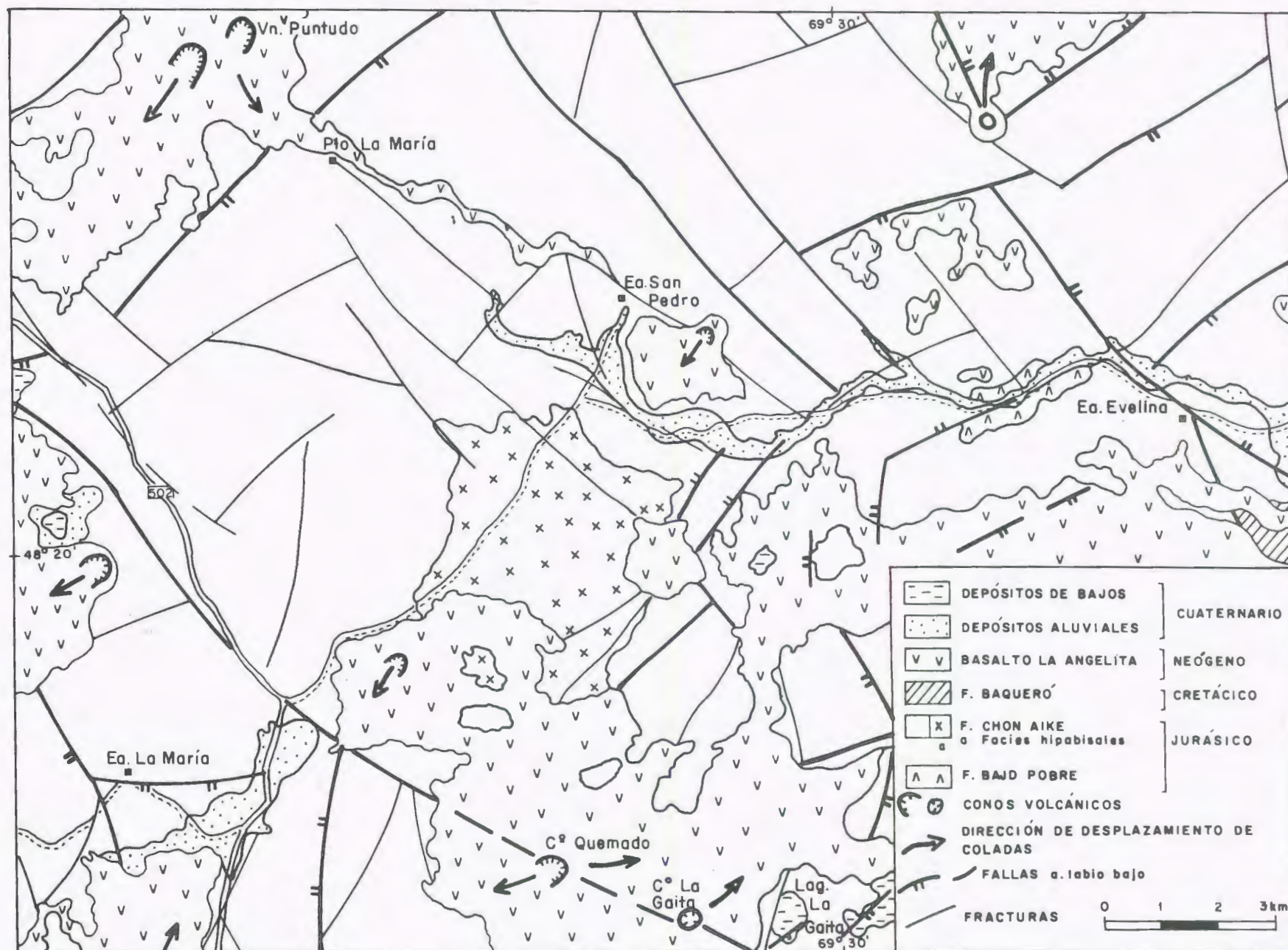


Figura 3. Plano geológico del sector de la estancia San Pedro y áreas vecinas, en el que se muestran los afloramientos de las rocas hipabisales de la Formación Chon Aike y demás facies asociadas.

con características muy similares a las descritas para el resto de la comarca. Las más de las veces se disponen como mantos espesos formando crestas abruptas, caracterizadas por la presencia de cavernas y oquedades. El espesor de los mantos oscila entre 4 y 15 m para el sector al norte y oeste del Lote 18 (Panza, 1987).

Dentro de la secuencia ignimbrítica se intercalan en ocasiones estratos de tobas y lapillitas, así como otros más escasos de tufitas de grano mediano a grueso. A unos 1500 m al norte del Campamento 1 (Figura 4) se observan lomadas rojizas en las que en forma aislada afloran tobas y tufitas. Las tufitas llegan hasta tamaño de sabulita, y se disponen en estratos finos alternantes de hasta dos centímetros; son lítico-cuarzosas y el material ligante es una matriz tobácea con cemento ferruginoso. Por debajo de estas rocas se observan lapillitas verdoso rosadas, formando bancos espesos y con superficies romas.

También afloran bancos delgados de tobas y tufitas gris verdosas a gris rosadas en los faldeos oriental y nororiental del cerro Cónico Truncado y al este de estancia La Esmeralda. En el primer lugar predominan netamente las tobas vítro-cristalinas o vítreas, en general finas y muy lajosas.

El sector del Campamento 3 (Figura 4) está caracterizado por la presencia de tobas y lapillitas casi siempre muy caolinizadas, de colores blanco-amarillentos y grises. De allí hacia el sur, hasta la estancia La Victoria, la unidad se compone de ignimbritas y tobas morado violáceas a rosadas, en avanzado grado de alteración y cruzadas en todas direcciones por venas y venillas de ópalo y calcedonia, y menos comunmente de calcita.

La Formación Chon Aike forma una serie de cerritos aislados que se destacan sobre la planicie de gravas correspondiente a los depósitos de la Formación La Avenida, en el área de las estancias La Gruta, La Generosa y La Victoria. Son lomadas de color morado oscuro con escasos afloramientos redondeados y romos, compuestas por rocas consolidadas, afíricas y casi siempre bien fluidales. En ocasiones son lavas, con fluidalidad vertical o sinuosa bastante continua, con bandeado dado por variaciones en el tono de las diferentes bandas, dentro de los rojizos, violáceos y morados. En otras ocasiones se trata de ignimbritas muy silicificadas, en las que se destacan fiammes muy alterados, reconocibles como líneas delgadas más claras o como sectores alargados blanco grisáceos, con el centro hueco u ocupado por sílice mamelonar.

El área entre las estancias La Alianza, Don Guillermo (Monte Inés) y La Rosita se caracteriza asimismo por un predominio de mantos de ignimbritas grises y rojizo rosadas en muestra de mano, pero que en afloramiento se destacan por su coloración netamente rojiza, con disposición como crestas abruptas y bardas subverticales en las que se desarrolla disyunción vertical y un marcado diaclasamiento subhorizontal. Son rocas algo fluidales, medianamente porfíricas, en un todo semejantes a las descritas para otros sectores de la Hoja. En muchas ocasiones la ladera oriental o suroriental es una barda subvertical, mientras que la occidental es muy tendida y cubierta por lajas sueltas.

En cercanías del cerro Paíke se encuentran tobas lajosas, formando lomadas bajas rojizas, blanquecinas y amarillentas, casi sin afloramientos. Por su parte, en algún sector al norte de dicha elevación afloran rocas aglomerádicas gris verdoso oscuras, muy alteradas y cloritizadas, en las que se reconocen algunos pocos fragmentos grandes (5 a 20 cm) de ignimbritas, junto con otros pumíceos y cristaloclastos de feldespato y cuarzo.

Ignimbritas morado violáceas a rojizas, casi siempre formando asomos escarpados con paredones que superan los 15 a 18 m de altura, afloran en el sector entre las estancias María Rosa, La Rosita y La Sarita. A veces, en los casos de mayor alteración, forman lomadas gris rosadas más redondeadas, pero siempre con desarrollo de crestones abruptos con marcada disyunción vertical con prismas irregulares de hasta un metro de base.

La roca tipo son ignimbritas pseudofluidales, donde los fiammes, alterados y de colores blanquecinos a gris rosados, llegan a superar los 10 cm de longitud. Son rocas porfíricas, con cristales de cuarzo y feldespatos alterados de 1 a 5 mm, en una base afanítica también alterada, en la que resaltan claramente los fiammes y escasos litoclastos.

Por debajo de estos mantos, al oeste de la estancia 1 de Abril, asoman otras ignimbritas muy similares, pero de color gris violáceo claro, muy pumíceas. Se caracterizan por los grandes fiammes, que se destacan por su color gris blanquecino sobre la base violácea.

Espesor

Con respecto al espesor de la unidad, pueden citarse muy pocos valores, dado que en la mayoría de los perfiles la base no se encuentra aflorante. Asimismo, los valores son regionalmente muy variables, aún en cortas distancias, dado que la unidad está limitada en su base y techo

por dos superficies de discordancia muy marcadas (Panza, 1982, 1986, 1995a). Turic (1969) mencionó 895 m para el norte del cerro Mojón, poco al este de la Hoja, mientras que De Giusto (1956) estimó más de mil metros. Estos valores parecen muy elevados (Panza, 1986) debido a las perturbaciones tectónicas que afectan al sector. Para la comarca en estudio se considera para la Formación Chon Aike una potencia variable entre 300 y 600 m, con marcadas variaciones locales.

Filones epitermales de cuarzo

En varios sectores de la Hoja, pero fundamentalmente entre las estancias Manantial Espejo y La Alianza (Figura 2), así como al norte de ésta hasta estancia Don Guillermo, es característico un conjunto de filones de cuarzo epitermales, que son representativos de los fenómenos póstumos del ciclo magmático que originó al Grupo Bahía Laura.

Estas estructuras forman crestones de coloración clara que se destacan en la parte alta de algunas lomadas. Bloques de variadas dimensiones cubren los faldeos.

Se han reconocido numerosas estructuras, de traza por lo común irregular, subverticales y emplazadas en rocas de la Formación Bajo Pobre o en ignimbritas y tobas del mismo Grupo Bahía Laura.

La más importante es sin dudas la veta María, en el distrito de Manantial Espejo, con una corrida cercana a los 1500 m y una potencia media de dos a tres metros, pero que llega a máximos de hasta 18 metros. Es de rumbo dominante N60° O y buzamiento de 60° al sur. Está asociada con una estructura secundaria, N60° E buzante 60° al sur, con una potencia homogénea de uno y medio a dos metros.

El resto de los filones reconocidos son estructuras mucho más pequeñas, de rumbo dominante NO-SE, o, más raramente, NE-SO, con potencias entre 0,80 y 1,50 metros pero con engrosamientos y adelgazamientos; las corridas visibles son de hasta 300 metros. Están constituidos por cuarzo lechoso, blanco a gris oscuro, bandeado, macizo o con partes drusoides, a veces con marcada limonitización.

En algunos casos las estructuras no son verdaderos filones de cuarzo, sino sectores muy silicificados de la roca de caja, tipo stockworks, asociados a la traza de las vetas o como continuación de las mismas, que resaltan también en el terreno semejando diques a causa de su gran dureza.

Sectores muy silicificados constituyen cuerpos grandes elongados en sentido E-O (como al norte de estancia La Gruta) u ONO-ESE (al norte del cerro Paíke), buzantes 45°-50° hacia el sur. Se trata

de cuerpos de reemplazo en rocas tobáceas o aglomerádicas, formados por grandes sectores donde el cuarzo es macizo, de grano muy fino, tipo calcedonia o jaspe, con coloración gris oscura a negruzca, en partes más clara, y otros con marcado brechamiento en los que se observan fragmentos pequeños de roca de caja silicificada. En el bajo entre el cerro Guascho y la meseta del Once se observa también un espesor de 10 a 15 m de rocas totalmente silicificadas, muy duras, de color blanquecino a gris, y con escasa limonitización. Parecen ser tobas finas laminadas, totalmente reemplazadas por sílice de grano fino.

Los filones de cuarzo epitermales en el área de Manantial Espejo (y en particular la veta María) contienen valores anómalos de oro y plata (Schalamuk et al., 1994), configurando un distrito minero con perspectivas muy favorables.

Paleontología

En tobas finas aflorantes al noroeste de la estancia Los Granaderos se han encontrado impresiones del filópodo *Estheria* sp., mientras que en rocas similares en cercanías de la estancia Santa Clara se encontraron troncos de gran tamaño, así como restos vegetales determinados por Archangelsky (com. pers.) como tallos de *Brachyphyllum* sp. y una fronde de *Sphenopteris* sp.

Ambiente

Regionalmente la Formación Chon Aike ha conformado un extenso plateau ignimbrítico que cubrió el relieve previo existente ahogándolo totalmente. Su génesis corresponde al emplazamiento de enormes volúmenes de materiales ácidos (riolitas de alta sílice, potásicas) extruidos como flujos piroclásticos de enorme fluidez y moderada a alta temperatura (de Barrio et al., 1987, Franchi et al., 1989).

La química de estas rocas indica (de Barrio 1989, 1993; Franchi et al., 1989) que se trata de rocas subalcalinas, y dentro de éstas pertenecientes a la serie calcoalcalina, correspondiendo a magmas peraluminosos, ricos en potasio y con bajos tenores de titanio.

Relaciones estratigráficas

Como parte integrante del Grupo Bahía Laura, la Formación Chon Aike engrana lateralmente con las tobas y tufitas de la Formación La Matilde.

Con respecto a su base, se observa una marcada discordancia que la separa de la unidad más vieja, la Formación Bajo Pobre. Una diferencia angular de 35°

con esta unidad fue mencionada por Turic (1969) para el área del cerro 1° de Abril.

En su techo, una nueva relación de discordancia de ángulo de carácter regional separa al Grupo Bahía Laura de las secuencias post-jurásicas.

Edad

Si bien ha sido muy escaso el material fosilífero encontrado en la Formación Chon Aike en la comarca, es importante el que ha proporcionado el Grupo Bahía Laura (fundamentalmente la Formación La Matilde) en diferentes localidades del Macizo del Deseado.

Dicha unidad es del Mesojurásico superior a Suprajurásico inferior (Bathoniano- Calloviano) en base a los restos fósiles, de acuerdo con Stipanovic y Reig (1955, 1956) y Stipanovic y Bonetti (1970). La relación de parcial engranaje con la Formación La Matilde le otorga a la Formación Chon Aike la misma edad.

Esta edad es coincidente con valores de 160,7 Ma (Cazeneuve, 1965) y 155 ± 15 Ma (Baker et al., 1981) obtenidos en dataciones radiométricas sobre ignimbritas riolíticas, y con otros valores sobre riolitas e ignimbritas del Gran Bajo de San Julián (Spalletti et al., 1982) con resultados dentro del lapso Bathoniano-Oxfordiano. Cabe mencionar que en este último caso, para dos dataciones que han dado una edad kimberlidiana (138 ± 10 Ma) y valanginiana (123 ± 10 Ma), Panza y de Barrio (1989) estimaron que se trata de edades mínimas.

Finalmente, de Barrio (1989) confeccionó una recta isocrona sobre 9 muestras de ignimbritas riolíticas, con un valor de 161 ± 5 Ma, y que luego fuera recalculado (de Barrio, 1993) a 162 ± 11 Ma, ambos valores en un todo coincidente con los datos anteriores.

El estudio geocronológico más reciente es el de Pankhurst et al. (1993) que analizaron 14 muestras de la unidad para el sector de Puerto Deseado por método Rb-Sr sobre roca total, obteniendo una isocrona de 168 ± 2 Ma (Calloviano).

Formación La Matilde

Tobas, tufitas, ignimbritas

Antecedentes

Bajo esta denominación (Stipanovic y Reig, 1956; Lesta y Ferello, 1972) se incluye a un importante conjunto litológico (fundamentalmente tobas y tufitas, entre las que se intercalan unos pocos mantos de

ignimbritas de composición ácida), que se interdigita con la Formación Chon Aike.

La Formación La Matilde es conocida por ser portadora de los grandes troncos y estróbilos silicificados de araucariáceas que constituyen el Bosque Petrificado de Madre e Hija, actualmente declarado Monumento Natural y situado unos 40 km al norte del límite septentrional de la Hoja.

En el Macizo del Deseado fue primero reconocida por Frenguelli (1933), quién la incluyó dentro de los «Estratos Réticos» de su «Paganziano superior».

Diversos autores la incluyeron sin discriminar, en la «Serie» o «Complejo Porfírico» (De Giusto, 1956; 1957; 1958); Di Persia (1955, 1956, 1957, 1958). Stipanovic (en Stipanovic y Reig, 1955, 1956) empleó el término «Matildense», que Archangelsky (1967) adecuó al Código de Nomenclatura Estratigráfica, y como Formación La Matilde fue reconocida por autores posteriores: Lesta y Ferello (1972); De Giusto et al. (1980), Panza (1982, 1984, 1986, 1995a, b).

Distribución areal

Aflora solamente en el bajo del Puma, en otros pequeños bajos al este y sur de la estancia homónima, y en varios afloramientos discontinuos en el sector entre las estancias La Alianza y Manantial Espejo (Figura 2).

Litología

Los mejores asomos de la unidad se observan en el llamado bajo del Puma, en el sector central de la Hoja (Panza, 1986).

En todos los asomos la Formación La Matilde se presenta formando pequeñas lomadas redondeadas de colores claros (amarillo, blanquecino, castaño claro, rosado), en general muy cubiertas por regolito y depósitos modernos, y en las que se destacan unos pocos bancos más resistentes o una gran cantidad de lajas y pequeños bloques que señalan su presencia y permiten ver la estructura; estas lomas están casi siempre desprovistas por completo de vegetación.

La litología es bastante homogénea, predominando netamente las tobas, en general finas o algo arenosas. Constituyen bancos tabulares delgados, de 0,15 a 0,80 metros de espesor, y son casi siempre muy lajosas, separándose en lajas de dos a cinco centímetros de espesor. Por esta propiedad, en la mayor parte de los afloramientos se observa solamente una cubierta de pequeñas lajas sobre el terreno. La coloración dominante de las tobas y chonitas es gris, gris verdosa, verde, blanquecina, amarillenta y rosada, pero debido a una irregular impregnación por óxidos de hierro, en

superficie meteorizada son rojizas y castañas. Composicionalmente son vítreas o cristalinas, conteniendo en este último caso láminas de biotita euhedral de uno a dos milímetros y cristaloclastos de cuarzo y plagioclasa de dos a tres milímetros. Las variedades más cristalinas son bastante porfíricas y de grano más grueso, mientras que las chonitas son vítreas y prácticamente afíricas. Suelen también contener algunos litoclastos tobáceos muy pequeños. En muchos casos están muy silicificadas y son por lo tanto bien consolidadas, llegando incluso a mostrar fractura concoide.

Aparecen también algunas intercalaciones tufíticas, tratándose de estratos poco potentes (uno a dos metros) de areniscas tobáceas de grano mediano a grueso, en general grises y verdosas, y lítico-cuarzosas en composición.

En los asomos aislados situados entre las estancias Manantial Espejo y La Alianza, la Formación La Matilde se presenta como una serie de lomadas bajas de colores rojizo-rosados, blanquecinos y amarillentos, cubiertas de lajas, en las que en ocasiones se destacan bancos tobáceos más duros que forman crestones, y algunos pocos mantos delgados de ignimbritas riolíticas y aglomerados volcánicos intercalados. Predominan las tobas finas choníticas, grises a blanquecinas, muchas veces laminadas y casi siempre silicificadas o caolinizadas.

Sobre la ruta provincial 502, cerca de la entrada a la estancia I de Abril, se observa también un reducido perfil de la unidad. Son 10 metros de tobas finas a lapillitas, en general friables, de color de conjunto gris verdoso claro a gris oscuro, pero con manchas rosadas y rojizas por pigmentación. Se disponen bien estratificadas en bancos tabulares de 10 a 40 cm de espesor. Las variedades más finas son muy lajosas, y de composición vítrea a cristalina, a lítica en las lapillitas. Algunos estratos se caracterizan por contener gran cantidad de láminas de biotita, de hasta 2 milímetros.

Espesor

El espesor que se tiene de la Formación La Matilde es casi siempre un valor parcial, debido a que no se observa la base de la unidad y a su engranaje horizontal con las ignimbritas chonaikenses, factor éste que dificulta la medición de espesores debido a las marcadas variaciones laterales y verticales que se observan, aún en cortas distancias. Para la comarca se establece un espesor máximo aflorante de 30 metros.

Paleontología

En el bajo del Puma se han encontrado numerosos ejemplares de *Estheria* sp., así como algunas improntas

vegetales en mal estado de conservación. De Giusto (1957) mencionó asimismo «restos al parecer de insectos y batracios».

Para otras localidades del Macizo del Deseado, la Formación La Matilde ha proporcionado importante material fosilífero. Para más detalles se remite al lector a los trabajos de Wieland (1929), Fossa Mancini (1941), Calder (1953), Stipanovic y Reig (1956) y Panza (1982), entre otros.

Ambiente de sedimentación

Se trata de una secuencia netamente continental característica de un ambiente fluvial de baja energía, en partes palustre lagunar.

Asimismo se desarrollaba en forma concomitante un intenso vulcanismo en áreas más alejadas, cuyos productos piroclásticos eran depositados, bajo la acción subaérea de lluvias de cenizas y polvo volcánico, en la cuenca de sedimentación matildense. La presencia de abundantes piroclastitas secundarias alternantes con las primarias, demuestra que en determinados lapsos se producía el retrabajamiento en medio álcuo de los materiales previamente acumulados, tal como lo reconocieran Mazzoni et al. (1981). La falta de aportes extracuencales, la escasez de rocas de granulometría gruesa y las estructuras sedimentarias halladas, demuestran que las corrientes álcuas fueron de baja energía y fluidez relativamente alta.

Los depósitos pelíticos laminados indican que hubo pequeños cuerpos de agua (lagunas o pantanos) diseminados en la planicie de inundación. Por su parte, en las áreas de tierra firme se producía la sedimentación de las piroclastitas primarias, y era allí donde se encontraba una abundante vegetación de tipo arbóreo (bosques de coníferas).

Probablemente la región se encontró bajo condiciones de clima húmedo, como lo atestiguarían los abundantes restos vegetales y de anuros.

Estructura

En los afloramientos del bajo del Puma, las rocas matildenses están plegadas formando un braquianticlinal y dos braquisinclinales de reducido tamaño y muy poca inclinación de sus alas, por lo que son estructuras poco notorias en el terreno.

Relaciones estratigráficas

En razón de su engranaje con la Formación Chon Aike, se mantienen las mismas relaciones en techo y base descriptas para la citada unidad.

Edad

Los argumentos paleontológicos encontrados en algunas localidades donde aflora la Formación La Matilde, especialmente la presencia del anuro *Notobatrachus degiustoi* Reig y de *Otozamites sanctaerucis* Fer. permiten asignarle una edad mesojurásica superior a suprajurásica inferior, de acuerdo con Stipanovic y Reig (1955, 1956). Posteriormente Stipanovic y Bonetti (1970) la reubicaron en el Calloviano inferior a medio, al situarla por debajo de los movimientos neocallovianos de la Fase Diastrófica San Jorge de Stipanovic y Rodrigo (1969).

2.1.2. JURÁSICO SUPERIOR-CRETÁCICO INFERIOR

Formación Bajo Grande

Tobas, tufitas, areniscas y conglomerados; escasas calizas laminadas

Antecedentes

Se agrupa bajo esta denominación (Lesta, 1969) a un conjunto de sedimentitas y piroclastitas continentales varicolores, inicialmente reconocida por Di Persia (1956), quien las asignó al Chubutiano por su parecido litológico con dicha secuencia cretácica, y más específicamente a la «Serie del Castillo».

El mismo autor (1957) acuñó la denominación de «Serie del Bajo Grande (inferior y superior)», y la incluyó con dudas dentro del Chubutiano. De Giusto (1956, 1957, 1958) y Di Persia (1958) también se refirieron a esta unidad como «Chubutiano». Para el Lote 18, Padula (1959) habló de «sedimentos infra-baqueroenses (¿Chubutiano?)», y con muchas dudas les adjudicó una edad jurásica superior.

Los primeros autores que utilizaron la denominación de Formación Bajo Grande fueron Lesta (1969) y Turic (1969), quienes también la incluyeron dentro del Grupo Chubut. Igual criterio adoptaron Lesta y Ferello (1972).

Pezzi (1970), De Giusto et al. (1980) y Panza (1982, 1986, 1995a), en los trabajos de mayor detalle, la separaron de dicho Grupo considerándola una unidad independiente.

Algunos autores (Archangelsky, 1967; Braccini, 1968) la han asignado al Matildense por encontrarse debajo de la Formación Baqueró separada por una neta relación de discordancia angular.

Distribución areal

La Formación Bajo Grande se encuentra ampliamente desarrollada en la mitad oriental de la Hoja, en dos grandes sectores de afloramientos. En el primero, en la esquina nororiental, los asomos más sobresalientes y mejor expuestos se encuentran en el valle del zanjón La Virginia y en la parte basal del cerro Tres Tetos.

Un segundo grupo de afloramientos se observa más al sur, desde las vecindades de la estancia 4 de Enero hasta el guadal de Baqueró, estando las principales exposiciones en el llamado Anfiteatro de Ticó y en el sector del Lote 18 (Figura 4).

Litología

Los afloramientos más sobresalientes y mejor expuestos se encuentran en el valle del zanjón La Virginia donde, sin embargo, en muchos casos la unidad está bastante cubierta por regolito y depósitos modernos, observándose sus mejores exposiciones en los bajos sin desagüe y en los cortes de los cañadones.

El color del conjunto, que está muy bien estratificado, es gris amarillento a blanquecino, hasta anaranjado-rojizo por pigmentación irregular por óxidos de hierro. Dentro de la secuencia se encuentran algunos bancos más resistentes, los cuales forman cornisas y escalones en el relieve.

En la parte inferior hay un predominio de bancos finos, generalmente de 5 a 15 cm de espesor, de areniscas y tufitas consolidadas. Son lenticulares o bien tabulares en corta distancia, y en ocasiones tienen estratificación entrecruzada en artesa, en estratos agrupados de escala pequeña (10 a 15 cm), dada por diferencias en el tamaño de grano de las láminas internas.

Se trata de rocas castaño amarillento claras a gris verdoso oscuro (hasta negro) de grano mediano a grueso, hasta sabulítico y conglomerádico, pudiendo observarse transiciones graduales entre los distintos tamaños. En general son líticas o lítico-cuarzosas a subfeldespáticas, con clastos angulosos hasta subangulosos y subredondeados en su gran mayoría de vulcanitas afaníticas de color gris verdoso, castaño y negro, unos pocos de tobas castañas, así como cuarzo anguloso a subanguloso. El material ligante es tobáceo-arcilloso y en algún caso hay cemento silíceo, con lo que la roca se hace muy consolidada, llegando a partirse por los clastos; suele presentarse también material limonítico amarillento como cemento.

La sección superior de la unidad es una secuencia bien estratificada integrada por tobas finas y algunas tufitas delgadas (0,20 m) de grano mediano intercaladas, de colores blanco amarillento a gris claro, bastante friables (si bien a veces forman paredones lisos abruptos).

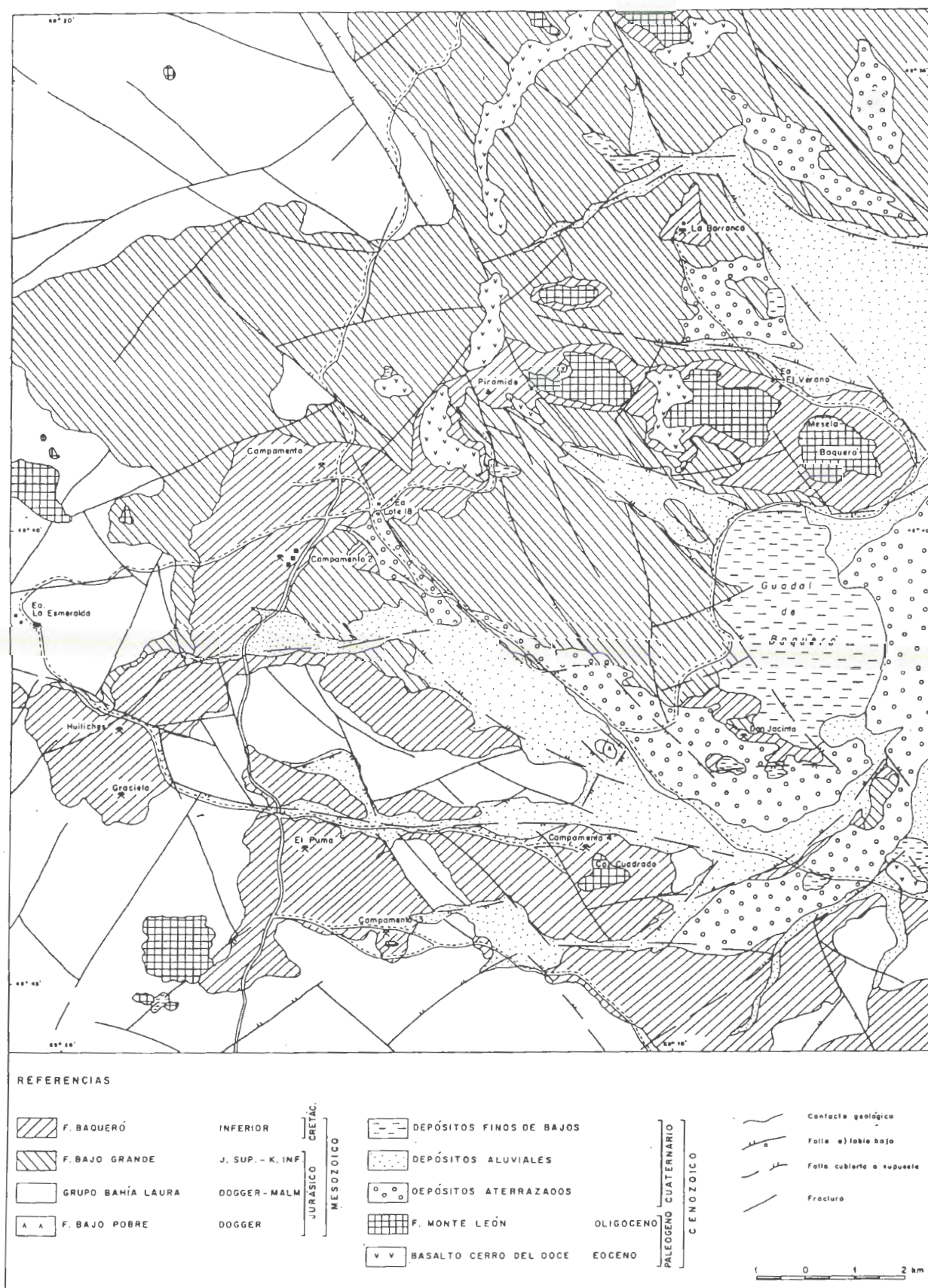


Figura 4. Bosquejo geológico de los Lotes 18-19 y alrededores, con la ubicación de los principales yacimientos de arcillas y caolines (tomado de Panza, 1987).

tos, subverticales). Son vítreas, pero en ocasiones contienen escasos litoclastos volcánicos o cristaloclastos de cuarzo, de uno a dos milímetros. Algunas tobas de color gris oscuro contienen manchas irregulares de material carbonoso, y en otros casos son muy abundantes las improntas de tallos y ramas muy aplastados y orientados. Se han encontrado también algunos fragmentos pequeños de troncos silicificados.

En la esquina noroccidental (Panza, 1986) se encuentra también un espesor de cuatro metros de calizas finas grises, muy bien estratificadas en bancos delgados de 0,05 a 0,15 metros de espesor individual. La alternancia de capas friables con otras más resistentes conforma una pequeña barda con cornisas y mediacañas.

Todo el sector entre los cerro Gorro y Tres Tetos está ocupado por la Formación Bajo Grande, formando un paisaje tipo bad-lands de lomadas redondeadas, donde sólo esporádicamente sobresalen bancos delgados más resistentes. La coloración dominante es castaño amarillenta en los niveles arenoso-tufíticos basales, y gris verdoso a blanquecina en los términos tobáceos superiores.

También aquí predominan en la sección inferior las tufitas de grano fino a mediano, en estratos lenticulares de uno a dos metros de potencia, algunos caracterizados por la presencia de pequeñas concreciones subesféricas castaño grisáceas de hasta cinco centímetros de diámetro. Suele haber intercalaciones psefíticas gruesas castañas, de hasta dos metros, macizas. Están compuestas por clastos angulosos a subangulosos, de formas equidimensionales o proladas, de vulcanitas y piroclastitas de variados tipos, en una matriz arena gruesa a sabulita cuarzosa, con cemento silíceo y/o ferruginoso.

La sección superior, tobas y tufitas finas blanquecinas, grises y castañas dispuestas en bancos delgados (0,20 a 0,50 m) forma un paisaje de lomadas claras cubiertas por regolito, sobre el que se destacan pequeños bloques sueltos de las tufitas castañas más resistentes. En el faldeo meridional del cerro Tres Tetos aparecen un paquete de seis metros de tobas castaño amarillentas muy bien estratificadas en bancos de hasta cinco centímetros, con ondulitas, grietas de desecación y abundantes concreciones silicificadas blanquecinas.

También aflora la Formación en el sector de lagunas y guadales al sureste y sur del cerro Gorro, caracterizado también por lomadas y elevaciones chatas, gris blanquecinas a castaño rosadas, muy cubiertas por regolito, lajas y trozos de tobas vítreas y areniscas tobáceas de grano fino. En la parte occidental de este sector se observan afloramientos discontinuos de tufi-

tas conglomerádicas a gruesas similares a las de la sección basal, junto con algunas lapillitas verdoso claras a amarillentas. Dentro de las areniscas se destacan numerosas concreciones subesféricas de hasta 0,30 m de diámetro (tamaño promedio, 0,05 a 0,10 m), de igual composición y color pero algo más duras que las tufitas, y que se descaman en forma catafilar ahuecándose en el núcleo (que puede ser un fragmento de la Formación Chon Aike).

Más al sur, en el área de la estancia Los Granaderos y del cerro Corona (del Lote 5), afloran más de cien metros de tufitas finas a medianas y tobas normales algo terrosas, bien estratificadas en bancos de medio a un metro. El color de conjunto es gris a gris amarillento y es típica la formación de bardas abruptas con erosión en tubos de órgano. Como las rocas son friables, el afloramiento está cubierto por regolito cinerítico-arcilloso, con gran cantidad de huecos y sumideros y formación de un paisaje local de bad-lands en la parte más baja de las bardas. Toda la sección está coronada por un potente banco de conglomerados y areniscas gruesas grises, muy tenaces por el cemento silíceo blanquecino que las une.

A un kilómetro y medio al oeste de la estancia se encuentra una pequeña barda de 1,5 metros, de calizas gris castañas muy finamente laminadas, compactas y con gran tinción por óxidos de hierro.

En los faldeos del cerro de la Mina son notorios algunos estratos de psefitas gruesas castaño oscuras a rojizas, en bancos lenticulares de uno a cuatro metros de espesor, con estructuras entrecruzadas en artesa, en bancos agrupados. Son rocas muy gruesas, con fenoclastos mayores de 10 a 15 cm, en matriz arena gruesa a sabulita muy cuarzosa y con abundante cemento silíceo. Por debajo, afloran 10 a 15 m de tufitas grises macizas de grano mediano, tobáceas, que forman barrancas con erosión en tubos de órgano en las que sólo sobresalen unos pocos bancos delgados más resistentes.

El otro gran sector de afloramientos de la Formación Bajo Grande se extiende fundamentalmente desde el Anfiteatro de Ticó hasta el sur de la Meseta Baqueró (Figura 4), comprendiendo buena parte del área de los Lotes 18 y 19 (Panza, 1987).

Dentro del mismo, predomina hacia el noroeste la parte basal de la unidad, representada por tobas vítreas a vitrocrystalinas y tufitas de grano mediano a grueso, castaño amarillentas a rojizas, y más raros bancos de sabulitas y conglomerados mayormente de colores rojo intenso a morados.

En el resto de la comarca se desarrolla la sección superior de la Formación, que es una potente sucesión de tobas, tobas finas y tufitas de colores claros (blan-

cos, verdosos, amarillentos y gris rosados). Entre el Campamento 1 y el guadal de Baqueró, forma lomas bajas y chatas, redondeadas, en un paisaje de badlands donde esporádicamente sobresalen bancos delgados y resistentes como pequeñas cornisas o bardas de hasta tres metros de altura.

Desde el cerro Cuadrado al Campamento 2 aflora principalmente la parte más alta, integrada por unos 10 a 15 m de rocas tufíticas y tobáceas gris verdosas hasta castaño amarillentas. Se presentan muy bien estratificadas en bancos de 0,10 a 0,50 m, si bien lo más común es que varíen entre 0,10 y 0,15 metros. Son siempre muy lajosas, por lo que en muchos sectores (como al este del Campamento 2) se encuentran numerosas canteras de lajas, que fueron explotadas para revestimiento de frentes y pavimentación de aceras. Normalmente de grano fino a mediano, son muy consolidadas y casi siempre macizas, si bien en unos pocos estratos se observan grietas de desecación, ondulitas y hasta una incipiente laminación; marcas de actividad biológica, probablemente rastros de insectos, son asimismo comunes tanto en las tufitas como en las tobas macizas.

Uno de los mejores asomos en el sector se encuentra en el cañadón del Pirámide, aguas abajo del cerrito del mismo nombre. En el mapa geológico se ha representado gráficamente el perfil, en el cual se tiene, de arriba hacia abajo, (Panza, 1987):

Techo	Formación Baqueró
15 m	Tufitas verdosas a castañas como las descriptas, las que forman las abruptas bardas subverticales que franquean ambos márgenes del valle, tan altas y escarpadas que son infranqueables a lo largo de más de dos kilómetros.
7 m	Tobas y lapillitas rosadas a gris amarillentas, macizas y bien consolidadas, formando asomos lisos y redondeados. Compuestas por trozos de pómez blancos o grises, pequeños litoclastos oscuros y escasos biotita y cuarzo, con moderada participación de material ferruginoso.
4 m	Tobas algo tufíticas, rosadas a rojizas por óxidos de hierro, bien estratificadas en bancos de 0,10 a 0,20 m, algo cuarzosas y muy biotíticas.
6 m	Tobas cristalinas muy biotíticas, blanquecinas o con tonos rosados. Macizas y consolidadas, forman asomos lisos y bien redondeados.
Base	Cubierta

Espesor

Con respecto al espesor de la unidad, los datos son muy variables por tratarse de depósitos continentales sedimentados en cuencas aisladas y truncados en su techo por una discordancia angular marcada. Por eso, la potencia de la Formación Bajo Grande varía entre 80 m al sur del cerro Mirador hasta unos 300-350 m en el sector del cerro Tres Tetos (Panza, 1986).

Cabe aquí mencionar que en trabajos de Di Persia (1957), De Giusto (1958) y Turic (1969) se mencionan valores mucho más elevados para algunos sectores (1026 m para el Bajo Grande, 870 m para el sector al este del cerro Tres Tetos). Caranza (1988) mencionó un espesor cercano a los mil metros en el Anfiteatro de Ticó. Panza (1982, 1986) estimó que la presencia de abundantes fallas de variable rechazo (en general pequeño), así como de fenómenos de deslizamiento gravitacional, pueden haber llevado a los citados autores a considerar valores más altos de espesor, máxime teniendo en cuenta que no contaban con fotografías aéreas al realizar sus trabajos de campo. La falta de niveles guía dificulta también la determinación precisa de espesores.

Paleontología

El único material paleontológico hallado son improntas de ramas y tallos, así como restos de troncos silicificados, todos ellos indeterminables. Marcas debidas a la acción de organismos cavadores y removedores se han observado al este del Campamento 2 (Panza, 1987).

Ambiente de depositación

Se trata de una secuencia típicamente continental, característica de un ambiente del tipo de «bolsones» intermontanos, con acumulación relativamente rápida de sedimentos en diferentes subambientes (conos aluviales, canales fluviales, lagunas, etc.) debidos a variaciones fisiográficas locales.

Durante toda la depositación de la secuencia hay un aporte casi ininterrumpido de material piroclástico fino, que es consecuencia de una actividad volcánica intensa en áreas alejadas.

Las areniscas y conglomerados representan depósitos de origen fluvial, tanto de canales (evidenciados por depósitos lenticulares con estratificación cruzada) como de probable planicie aluvial. En algunos casos serían de carácter intermitente por la presencia de areniscas con lentes de conglomerados. Las escasas calizas laminadas y tobas con ondulitas son indicadores de la existencia de pequeños cuerpos de agua poco profundos.

Estructura

Caranza (1988) señaló una inclinación de 15° al NNE para las capas aflorantes en la barranca nororiental del Anfiteatro de Ticó.

Relaciones estratigráficas

La Formación Bajo Grande está separada en su base de la secuencia jurásica del Grupo Bahía Laura, por una relación de marcada discordancia de tipo angular. Esta discordancia está remarcada en varios afloramientos por la presencia de bancos psefíticos potentes, verdaderos conglomerados de base, en los niveles más bajos de la unidad.

Algunos autores (Turic, 1969; Pezzi, 1970; De Giusto et al., 1980) han señalado falta de evidencias para una relación de discordancia angular, considerando que la existente entre Bajo Grande y el Grupo Bahía Laura es claramente erosiva. De Giusto (1956, 1958) y Di Persia (1958), en cambio, afirmaron la existencia de una discordancia angular en varias localidades.

Se considera que la secuencia jurásica constituía un relieve irregular en el momento de la depositación de la Formación Bajo Grande, con una serie de pequeñas cuencas locales cuya forma, tamaño y grado de interconexión dependían de los escalonamientos y depresiones producidos en el Grupo Bahía Laura. Dicho prerelieve fue luego cubierto parcialmente por los depósitos de la Formación Bajo Grande.

Una nueva discordancia angular separa a la Formación Bajo Grande de la unidad suprayacente, la Formación Baqueró. Esta relación es claramente observable en muchas localidades, pero fundamentalmente en el nordeste de la comarca (Panza, 1986).

Cabe mencionar que Lesta y Ferello (1972) incluyeron a la Formación Bajo Grande dentro del Grupo del Chubut, considerando a la relación entre la primer unidad y la Formación Baqueró como una discordancia de carácter primario y local. Postularon un esquema de subcuencas aisladas de la cuenca principal de sedimentación chubutense, las cuales se van colmatando paulatinamente en forma casi continua, y en las que los sedimentos de la Formación Baqueró se depositan sobre bancos que tienen una pendiente inicial de depositación.

En este trabajo se comparte la opinión de De Giusto et al. (1980) y Panza (1982, 1995a) en cuanto a que en el contacto entre las Formaciones Bajo Grande y Baqueró se ubica una verdadera fase diastrófica de importancia, la cual no es compatible con el esquema de depositación continua propuesto por Lesta y Ferello (1972).

Edad

La misma debe analizarse en forma indirecta. No puede ser más antigua que el Grupo Bahía Laura, asignado al Jurásico medio a superior (y más concretamente Bajociano hasta Oxfordiano, y quizás Kimmeridgiano bajo). En consecuencia, la discordancia en la base de la Formación Bajo Grande sería probablemente ocasionada por los movimientos de la Fase Araucánica del Kimmeridgiano (o Fase Santa Cruz de Stipanovic y Rodrigo, 1969).

En su techo, la unidad no puede ser más joven que la Formación Baqueró, asignada por Archangelsky (1967) al Barremiano-Aptiano y más adelante por Archangelsky et al. (1984) al Barremiano superior-Aptiano inferior. Se considera por lo tanto que la discordancia angular que separa a las Formaciones Bajo Grande y Baqueró se debería a algunas de las fases de los movimientos intercretácicos, posiblemente a la Fase Austríaca.

En consecuencia, la ubicación cronológica de la Formación Bajo Grande se restringiría al lapso Kimmeridgiano superior-Hauteriviano, resultando por el momento imposible determinarla con mayor precisión, ante la falta de apoyo paleontológico.

Debe descartarse por lo tanto la asignación al Cretácico superior hecha por los autores que incluían a la unidad dentro del Grupo Chubut (Di Persia, 1956, 1957, 1958; De Giusto, 1958; Lesta y Ferello, 1972).

2.1.3. CRETÁCICO

2.1.3.1. Inferior (Barremiano-Aptiano)

Formación Baqueró

Tobas, cineritas, pelitas, areniscas gruesas a conglomerados.

Antecedentes

Bajo esta denominación (Archangelsky, 1963a) se reconoce a un conjunto de piroclastitas y sedimentos de amplia dispersión en la comarca, portadoras de una tafoflora excepcionalmente rica tanto en número de individuos como en cantidad de especies. Es de gran importancia por ser la unidad que contiene los niveles de arcillas plásticas que se explotan en el distrito de los Lotes 18 y 19 desde 1950.

En 1933 Frenguelli incluyó estas capas en su «Deseadiano inferior», es decir, en el Terciario (Eoceno).

Posteriormente Feruglio (1949) se refirió nuevamente a la unidad, a la cual incluyó dentro del llamado

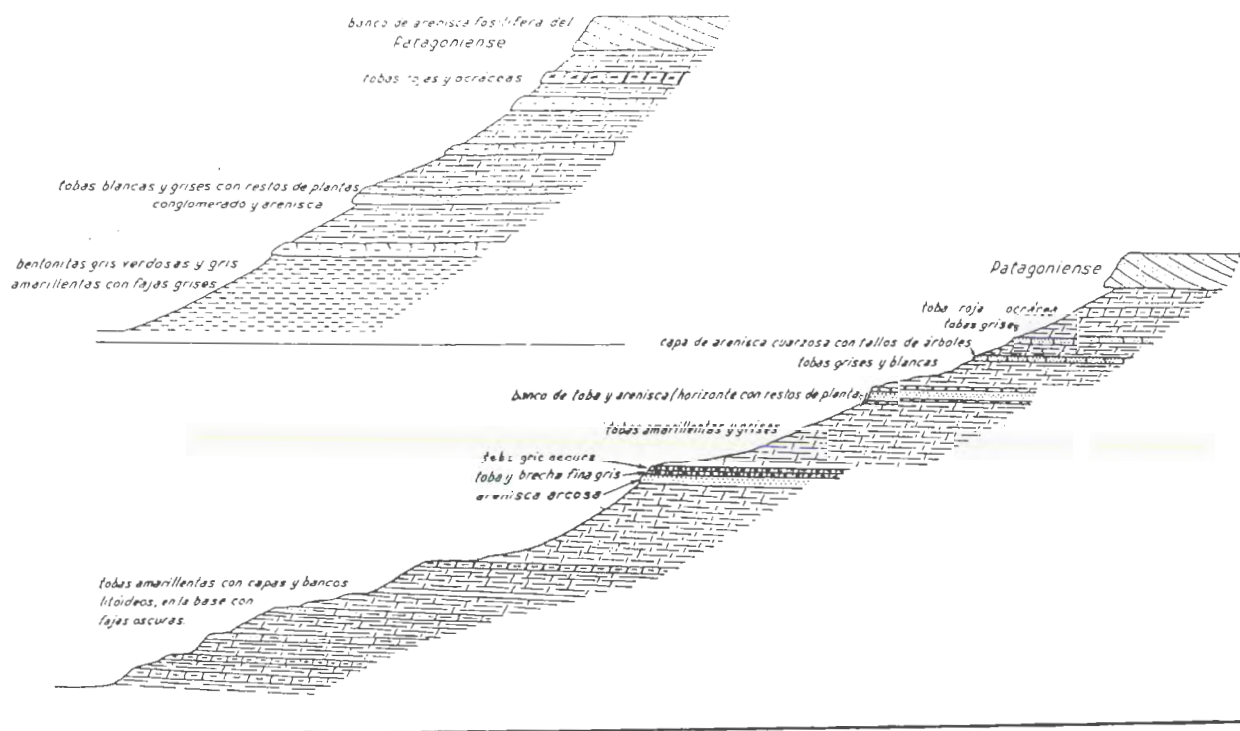


Figura 5. Perfiles de la Punta del Barco y de la ladera norte de la meseta Baqueró, localidad tipo de la Formación homónima. Tomados de Feruglio (1949).

«Complejo Porfírico de la Patagonia Extraandina».

Stipanovic y Reig (1955, 1956), en un importante trabajo, separaron al llamado «Baqueroense» del Complejo Porfírico, considerando a esta sección como perteneciente a un ciclo sedimentario distinto y con una edad cretácica.

Di Persia (1956, 1958) y De Giusto (1956, 1957, 1958) incluyeron a la unidad dentro del Chubutiano, y en particular en la llamada «Serie de las Tobas Amarillas».

Archangelsky (1963, 1967), autor que realizó los estudios más detallados de la unidad y su flora fósil, creó la denominación de Formación Baqueró. El mismo nombre fue utilizado por Turic (1969), Pezzi

(1970), Lesta y Ferello (1972), De Giusto et al. (1980) y Panza (1982, 1986, 1987, 1995a), este último en estudios regionales. Caranza (1988) efectuó un detallado análisis sedimentológico sobre la unidad en un sector del Anfiteatro de Ticó.

Distribución areal

La Formación Baqueró está ampliamente representada en la comarca, en particular en el este de la misma. Pueden reconocerse varios sectores importantes de afloramientos, los que son: a. el sector de las estancias Bajo Tigre, La Magdalena y el Anfiteatro de Ticó (Archangelsky, 1967; Panza, 1986; Caranza, 1988); b. el de los Lotes 18 y 19 (Feruglio, 1949);

Stipanovic y Reig, 1956; Archangelsky, 1967; Panza, 1987); c. el del cerro Gorro y el zanjón La Virginia (Panza, 1986); y d. el de las estancias Los Granaderos, Santa Catalina y La Evelina (Panza, 1986). El afloramiento más occidental de la unidad se encuentra al sur de la estancia I de Abril.

La localidad tipo de la Formación, el perfil de la Punta del Barco en el faldeo oriental de la meseta Baqueró, está ubicada en el sector del Lote 18 (Figuras 4 y 5).

Litología

Desde el punto de vista litológico, la Formación Baqueró está constituida por dos miembros, uno Inferior aflorante en las localidades de Bajo Tigre, Ticó, meseta Baqueró y Lote 18, y un Miembro Superior presente en todo el ámbito de la comarca y de muy fácil identificación en el terreno. Ambas subunidades son concordantes y presentan una flora fósil común.

El Miembro Inferior está compuesto por conglomerados, areniscas rojizas y grises, y varios niveles de limolitas y arcilitas de colores grises y negros. Estos últimos han sido o son explotados intensamente en muchos casos, y son los que contienen la abundante flora fósil en muy buen estado de conservación.

En cuanto al Miembro Superior, es en su mayor parte una típica alternancia rítmica de cineritas blancas y gris blanquecinas friables, con tobas más resistentes de tono castaño amarillento que se destacan como pequeñas cornisas. En general la relación de espesores es de 1 a 1 entre ambas litologías. La composición es casi siempre muy uniforme en todo su desarrollo y es típica la erosión en tubos de órgano y la formación de altas bardas subverticales. Las tobas castañas y amarillas son macizas y pueden constituir paleosuelos, mostrando en estos casos estructuras paleoedáficas tubulares y prismáticas.

Hacia los términos superiores se intercala una facies de conglomerados y areniscas gruesas de color gris claro hasta amarillo y castaño por pigmentación ferruginosa. Forma bancos lenticulares macizos o con estratificación entrecruzada en artesa. Son cuarzo-líticas o lítico-cuarzosas y contienen abundantes troncos silicificados mal conservados o improntas de ramas y tallos.

Con respecto al espesor de la Formación Baqueró, alcanza valores máximos de unos 140 m en el sector del Bajo Tigre y 119 m en el Anfiteatro de Ticó (Caranza, 1988). No obstante, en gran parte de la comarca la unidad tiene potencias oscilantes entre los 10 y 70 metros. De estos valores, 30 a 70 m corresponden al Miembro Inferior, mientras que el

Superior registra su mayor potencia en Bajo Tigre (75 m).

Miembro Inferior

El sector del Bajo Tigre y del Anfiteatro de Ticó es donde se registra el mayor desarrollo areal y vertical de la unidad, la cual tiene asimismo numerosos horizontes fosilíferos. Por este motivo es donde se han efectuado la mayor cantidad de estudios estratigráficos y sedimentológicos (Archangelsky, 1967; Panza, 1986; Caranza, 1988).

El Miembro Inferior se habría depositado sobre un prerrelieve irregular, pero no demasiado marcado; este hecho condiciona un muy variable desarrollo de la subunidad, la cual puede llegar a faltar en algunos perfiles. Asimismo, condiciona su marcada heterogeneidad y lenticularidad, con grandes variaciones en cortos trechos.

En el perfil de la estancia Bajo Tigre, representado gráficamente en el mapa adjunto, el Miembro Inferior tiene un espesor de unos 70 m y se caracteriza por la gran variación lateral de los estratos. Comienza con areniscas finas a medianas tobáceas gris blanquecinas, intercaladas con bancos delgados de tobas vítreas de similar coloración.

Por encima siguen varios paquetes de tobas y cineritas blancas en bancos tabulares delgados, macizas, entre los que se intercalan algunos espesores pelíticos (arcilitas y caolines), laminares o macizos, a veces fragmentosos, en los que se encuentran dos importantes horizontes fosilíferos con restos momificados de vegetales. El espesor individual de las pelitas, castañas a gris violáceas en superficie, castañas en muestra fresca, es de dos a tres metros, tratándose de bancos tabulares o, en el caso de los caolines, claramente lenticulares.

En los últimos 25 m comienzan a aparecer bancos lenticulares psefíticos a psamíticos gruesos castaño rojizos, lítico-cuarzosos con gran participación piroclástica, que primero alternan con tobas y cineritas castañas pero que luego se hacen dominantes.

En el Anfiteatro de Ticó, denominación empleada por Archangelsky (1967) para un barranco semicircular escarpado ubicado al norte de la estancia La Martita cuyo primer propietario fuera de apellido Ticó, el Miembro Inferior tiene un espesor de 40 m y comienza con un banco de conglomerados finos (a areniscas conglomerádicas) gris castaños, de tres metros de potencia, con restos de troncos silicificados. (Perfil columnar adjunto al mapa).

Es seguido hacia arriba por bancos lenticulares delgados de areniscas tobáceas finas a medianas, de

igual coloración, los que alternan con otros estratos de 0,40 a 0,70 m. no demasiado abundantes, de tobas líticas y tufitas gris blanquecinas macizas.

Son también destacables en este perfil algunas intercalaciones de arcilitas gris moradas a negruzcas, friables y fragmentosas, en las que se encuentran varios niveles plantíferos muy importantes. Todos los estratos pelíticos son lenticulares, teniendo cada lente variable extensión longitudinal.

Grandesarrollo vertical tiene la Formación en el área tipo de la Punta del Barco de la meseta Baqueró (Figura 5). Sin embargo, pese a la potencia de la sección, no es fácil identificar en la misma a los dos miembros. La parte más baja de la secuencia aflorante (no se encuentra la base en este perfil) puede asimilarse al Miembro Inferior y es un paquete de 55 a 60 m de espesor de tobas gris amarillentas a gris medianas que se asocian con estratos de tufitas de grano grueso a sabulítico de coloración también grisácea. En esta localidad la subunidad inferior es mucho más tobácea y con menor participación de tufitas, así como desprovista de niveles arcillosos, con respecto a otros sectores vecinos.

Las tobas son macizas, vítreas o algo arenosas, en bancos tabulares de medio a un metro de espesor. Las tufitas tienen en ocasiones estructuras entrecruzadas del tipo en artesa y son lítico-cuarzosas, con matriz tobácea fina gris y algo de cemento ferruginoso.

En el perfil del cerrito Pirámide (nordeste de estancia Lote 18, Figura 4) el Miembro Inferior está constituido por areniscas y conglomerados tufíticos grises que forman grandes paredones subverticales lisos y muy abruptos, coronados por un estrato de dos metros de potencia de una toba gris rojiza con numerosos fenocristales de cuarzo.

Por debajo de las tufitas se tienen unos 10 m de tobas y arcilitas de color dominante gris, pero formando asomos romos y redondeados. Esta sección con pelitas está mejor expuesta en un cañadón al este del cerrito Pirámide (Panza, 1987), donde se observa, de arriba hacia abajo:

2 m	Tobas grises a gris rojizas formando cornisa, algo arenosas y con improntas de tallos y troncos.
5-6 m	Sucesión varicolor gris a rosada, con bancos de tobas arcillosas de esa coloración alternantes con lentes de arcilitas gris oscuras carbonosas (tipos «Tincar 24» y «Tincar Checo»).
5-8 m	Alternancia de lentes de tufitas grises medianas a grises, con otras de hasta

un metro de arcilitas oscuras tipo «Tincar 24», otras gris castaño claras («Tincar Checo») y alguna más escasa gris claro («Tincar 14 Z»).

5 m Cubierto

Base: Formación Bajo Grande

Todo el sector de los Campamentos 1 y 2 (Figuras 4 y 6), de enorme importancia minera, está ocupado solamente por elementos del Miembro Inferior de la Formación Baqueró, con espesores que no superan los 50 metros (Panza, 1987).

Constituye un paisaje de lomadas chatas y redondeadas con escasos cortes naturales, por lo que es en los numerosos frentes de cantera abiertos para la explotación de arcillas donde se pueden realizar cortes perfiles o ubicarse los distintos niveles fosilíferos.

El perfil mejor expuesto en el Campamento 1 es en las labores de mina La Araucana. De arriba hacia abajo se tiene (Perfil I Figura 6):

1-4 m	(aumentando hacia el norte) Sucesión de tobas y arcilitas (a veces algo arenosas) en bancos aparentemente lenticulares o más raro tabulares, de 0,15 a 0,30 m, color desde gris blanquecino a gris mediano, en casos rosados y amarillentos. Tobas finas a normales, macizas y vítreas. Arcilitas macizas y fragmentosas, bastante cineríticas. En algunas gris medianas a oscuras hay material carbonoso (manchas y briznas).
3-4 m	Estrato lenticular de toba cristalina gris rosada a amarillenta (gris clara en corte fresco), formando cornisa vertical muy recortada. Cristaloglastos de cuarzo oscuro y litoclastos angulosos gris oscuros. Con lentes con mayor cantidad de elementos terrígenos que llegan a formar verdaderas tufitas.
5 m	(adelgazando hacia el norte). Paquete arenoso-tufítico lenticular, con base erosiva. Se recorta con formación de torres y pináculos con paredes verticales lisas. Sucesión de estratos entrecruzados tipo artesa en escala media, agrupados, con espesores entre 0,10 y 0,40 m y ancho de las lentes de hasta dos metros. Color gris con tonos claros hasta oscu-

	ros, y algunas lentes amarillentas. Lentejones pelíticos gris rosados a rosado amarillentos, de 0,20 m de espesor por 6 a 7 metros de largo. Predominan sabulitas y conglomerados finos, cuarzo-líticos, con base tobácea y cemento ferruginoso que tiñe mucho a las rocas, llegando a conformar masas duras castaño rojizo oscuro a negruzco. Friables.
3 m	Arcilitas macizas fragmentosas gris claras (tipo «Tincar 1») o con impregnación por óxidos de hierro desde un moteado difuso hasta color amarillo fuerte. A veces algo arenosas finas. Estratos lenticulares en distancias grandes, con potencias de 0,80 a 1,50 metros. En ocasiones las arcilitas claras intercalan lentes castaño rosadas, de 0,10 a 0,20 m, de arcilitas tipo «Tincar Checo», con manchas carbonosas y restos vegetales.
2-3 m	Niveles de areniscas arcillosas finas, friables, gris blanquecinas a grises, también con restos de plantas.
Base	No expuesta

Situaciones similares a las descriptas para el Campamento 1 pueden encontrarse en los distintos sectores del Campamento 2, en donde la mayor parte de las observaciones (Panza, 1987) se han realizado en algunos de los frentes de cantera de mayor importancia, como el Frente Z, al norte (perfil 2, Figura 6) y el Frente A, el de mayor altura topográfica y situado al sur (Perfil 3, Figura 6).

También en el yacimiento conocido como Campamento 3, y hasta el cerro Cónico Truncado, aflora el Miembro Inferior, en lomas bajas donde esporádicamente asoman estratos de tobas, tufitas o arcillas, de tonos grises dominantes.

El mejor perfil, representado gráficamente en el mapa geológico, está en el sector norte del Campamento 3 (mina Mariampal II), donde se tiene, de arriba hacia abajo:

Techo:	Formación Monte León (areniscas coquinoideas y arcilitas)
8-9 m	Tufitas grises a amarillentas, con estructura entrecruzada y erosión como tubos de órgano, similares a las del Campamento 1. Intercalan lentes delgadas (0,20 a 0,30 m) y de varios metros de longitud, de arcilitas fragmentosas

	castaño claras con manchas carbonosas y briznas (tipo «Tincar Checo») o de arcillas gris claras («Tincar 32»).
1 m	Arcilita tipo «Tincar 32», a veces algo arenosa y con pasaje variable a arcilita «Tincar Checo», por aumento en el contenido de material carbonoso.
2 m	Arcillas gris oscuras «Tincar 24» con mucho material carbonoso como motas o diseminado, y con pequeñas lentes (0,10 m) de una arcilla caolínica blanca a amarillenta («Tincar 20»).
2 m	Arcilitas tipo «Tincar 32» pero en sus 0,80 m inferiores tipo «Tincar 24». La primera intercala pequeñas lentes tufíticas gris castañas con estructura entrecruzada en artesa, en la que muchas de las láminas internas son también de arcilitas gris claras.
3-4 m	Tobas arcillosas grises y moradas, asociadas con delgadas tufitas duras, castaño negruzcas por la enorme cantidad de óxidos de hierro.

Base: Grupo Bahía Laura (tobas pumíceas, caolinizadas)

Por su parte, en el Campamento 4 (faldeo septentrional del cerro Cuadrado) se tiene un espesor de unos 50 m de la Formación Baqueró. La parte superior conserva, por su litología tufítica, muchas de las características de los asomos del Miembro Inferior, pero algunos niveles tobáceos finos, terrosos, son muy similares a los que caracterizan al Miembro Superior en otros sectores más al norte.

Asomos muy reducidos de la unidad, con las características del Miembro Inferior, se encuentran poco al sur de la estancia 1 de Abril, en el que es el afloramiento más occidental de la Formación Baqueró. Son lomadas muy cubiertas por regolito, de color gris a blanquecino, en las que se reconocen tres a seis metros de tufitas finas a medianas líticas y, en forma subordinada, algún banco delgado de tobas blancas y 0,40 metros de arcilitas arenosas tipo «Tincar Checo», con bastante material carbonoso.

En los faldeos australes del cerro Gorro, y particularmente en una pequeña elevación piramidal al suroeste del mismo, se desarrolla el Miembro Inferior, de carácter epiclástico y formado por más de 20 m de conglomerados, areniscas finas a medianas cuarzo-líticas y delgados estratos de pelitas grises fragmentosas,

en casos carbonosas. La coloración del conjunto es blanquecino grisácea hasta rojiza y castaña.

Los estratos son lenticulares con base erosiva, las psefitas con espesores de 0,10 a 0,30 m, pero a veces superando el metro, y de tonos grises, mientras que las tufitas gruesas son más espesas (uno a uno y medio metros), forman cornisas y son también grises pero con manchas rojizas. Son conglomerados gruesos, formados por fenoclastos que en sus tamaños mayores llegan a los 50 cm; en casos el promedio es de 15 a 20 cm y las más de las veces varía entre 5 y 10 centímetros. El esqueleto es bastante cerrado, sin ninguna selección por granulometría. Son trozos de tufitas finas y algunas tobas provenientes de la Formación Bajo Grande, y en forma subordinada, vulcanitas, tobas e ignimbritas del Jurásico, en una base tobácea gris o matriz arena gruesa poco abundante.

Miembro Superior

En el sector del Bajo Tigre el Miembro Superior, con un espesor de 70 m, tiene su clásica presentación en forma de una potente alternancia rítmica de cineritas blancas y tobas castaño claras, constituyendo altas y abruptas bardas en ocasiones con erosión en forma de tubos de órgano, y con desarrollo de relictos columnares como el llamado cerrito Testigo. En algunos casos la tonalidad del conjunto es más homogénea, dentro una coloración general gris blanquecina a amarillenta, con menor proporción de niveles castaños y castaño rosados.

Los bancos cineríticos friables son blancos o gris claros, con potencias individuales de medio hasta, excepcionalmente, un metro. Las tobas terrosas, gris castañas a amarillento claras, son macizas y más resistentes a la erosión, por lo que forman cornisas; los bancos tienen espesores de 0,40 a 0,50 m y en ocasiones tienen clastos tobáceos dispersos de color muy similar al de la roca que los contiene. En algunos horizontes se desarrollan paleosuelos, con estructuras prismáticas y otras tubulares, probablemente rellenos de raíces o rastros de vermes, o bien evidencias de la acción de hormigas.

Excepcionalmente se tienen lentes de conglomerados gruesos que forman paleocauces dentro de la secuencia tobácea. Poco al oeste del cerrito Testigo se tiene una estructura de 10 m de ancho, con un espesor de dos metros y neta base erosiva.

En el Anfiteatro de Ticó la subunidad superior tiene unos 35 m de espesor y se compone también de una alternancia de tobas finas cineríticas blanquecinas con otras vítreas o vitro cristalinas gris castañas. Pero son

comunes las intercalaciones lenticulares de areniscas tobáceas y conglomerados gris castaños a amarillentos, en bancos compactos que forman cornisas.

Estos estratos presentan numerosos troncos petrificados, algunos de gran tamaño, pero en las tufitas y sabulitas más finas se encuentran también restos vegetales en buen estado de preservación.

Si bien los estratos psefíticos son lenticulares, en el Miembro Superior la lenticularidad del conjunto es mucho menos marcada, notándose escasa variación lateral en los términos cineríticos y tobáceos. Asimismo la coloración es bastante uniforme, dentro de los tonos blanco amarillento claros.

En el lado NNO del Anfiteatro, Caranza (1988) señala la dificultad de distinguir ambas subunidades por el predominio de facies epiclásticas gruesas con frecuentes niveles de pelitas, pero la presencia esporádica de tobas blanquecinas y brechas intraformacionales rojizas permite distinguir al Miembro Superior (Figura 7).

Características similares tiene el Miembro Superior en el perfil tipo de la Punta del Barco en la meseta Baqueró (Figura 5), donde tiene una potencia cercana a los 45 m, compuesto fundamentalmente por una alternancia de estratos tabulares delgados (0,50 a 0,60 m, si bien en muchos casos no exceden de tres centímetros) de tobas grises algo arcillosas y cineritas gris amarillentas, en casos con numerosas pisolitas de un centímetro que resaltan en la superficie meteorizada de los bancos. Raramente resalta algún nivel tobáceo amarillo-naranja resistente, con paleosuelos, o bancos lenticulares de tufitas medianas a gruesas grises, con base erosiva y potencia de hasta un metro y medio.

Todo el área correspondiente a las estancias Los Granaderos, Santa Catalina y La Evelina se caracteriza por un predominio total del Miembro Superior de la Formación Baqueró. En general constituye lomas o faldeos de cerros, en los que se presenta muy cubierto por regolito, y solamente en forma esporádica y aislada se observan bancos más resistentes aflorando como cornisas, o grupos de lajas sueltas que delatan su presencia.

Predominan las tobas gris amarillentas y blanquecinas, asociadas a rocas psamítico-tufíticas grises de grano fino a mediano, hasta sabulítico.

Las tobas son macizas o algo lajosas, y se disponen en estratos tabulares de hasta medio metro de espesor. Con respecto a las tufitas, son bien consolidadas, lajosas, y forman estratos de igual espesor. Gris verdosas a gris amarillento claras, son cuarzo-líticas o lítico-cuarzosas, con abundante material piroclástico y cemento silíceo blanquecino o ferru-

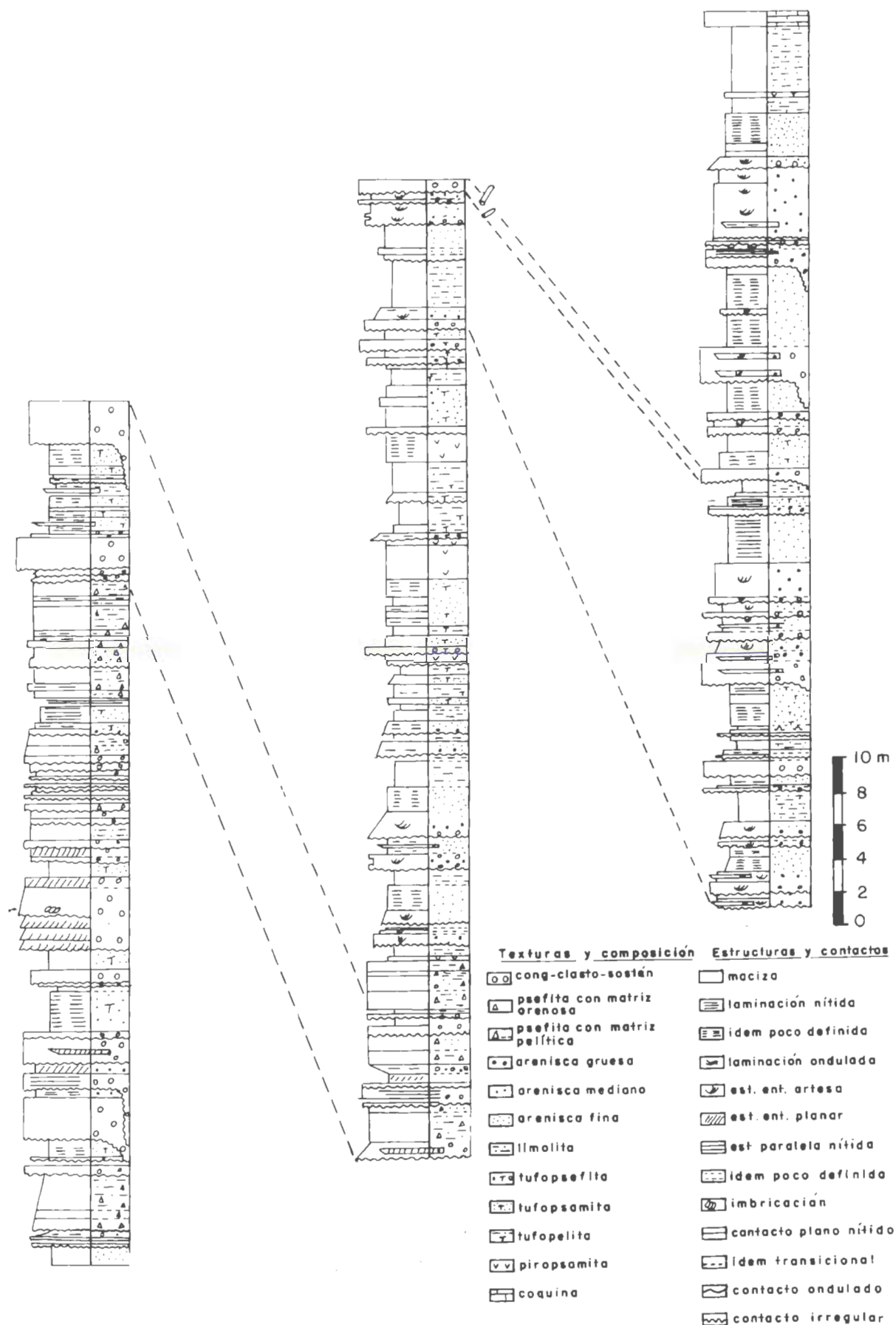


Figura 7. Perfil integrado de la Formación Baqueró en el Anfiteatro de Ticó. Modificado de Caranza (1988).

ginoso. Pueden llegar a ser gruesas hasta conglomerádica, y en estos casos se presentan en estratos probablemente lenticulares castaño rojizos (gris verdoso a amarillento en corte fresco) de hasta 0.80 m de potencia.

En la margen norte de una gran laguna situada al sur de la estancia Santa Catalina, dentro de un espesor de 15 m de tobas amarillento verdosas bien estratificadas en bancos delgados (20-40 cm), se destaca una toba maciza en la que se encuentran algunas hiladas de pequeños gastrópodos de agua dulce (Panza, 1986). Algunos sectores dentro del mismo estrato se caracterizan por la enorme abundancia de dichos fósiles, de hasta 3 mm de diámetro y asociados con clastos redondeados de tobas amarillas y ligados por material chonítico verde claro.

El afloramiento situado al sureste de estancia La Evelina es del Miembro Superior con su típica litología y presentación, con una coloración de conjunto desde lejos amarillento clara y un espesor de unos 40 metros.

En todo el sector del zanjón La Virginia y del cerro Gorro se desarrolla también el Miembro Superior, formado casi siempre por un pequeño espesor de la típica alternancia bicolor de tobas castañas consolidadas con cineritas gris blanquecinas friables (aquí dominantes sobre las primeras), a la que se asocia una facies psamítico-psefítica intercalada en los niveles más altos de la secuencia tobácea. Solamente al sur y sureste del cerro Gorro predomina la alternancia de tobas y cineritas, con un espesor cercano a los 100 metros.

La secuencia psefítica adquiere su mayor desarrollo en el faldeo septentrional del cerro Gorro, donde tiene entre 30 y 40 m de espesor. Allí los bancos conglomerádicos rojizos a negruzcos, de hasta tres metros de potencia individual, intercalan a veces pequeños paquetes de las tobas y cineritas típicas del Miembro Superior.

Esta facies gruesa está compuesta por bancos de conglomerados gruesos que en partes se intercalan con lentes de areniscas tobáceas grises a rosadas. Tienen una coloración de conjunto castaño rojiza a morado oscura por impregnación por óxidos de hierro, pero en muestra de mano son grises. Se presentan como estratos lenticulares de medio a tres metros de espesor (si bien los valores más comunes son de uno a dos metros), con base erosiva y en ocasiones con estratificación entrecruzada en artesa.

Casi siempre son muy consolidados, por la presencia de cemento silíceo (ópalo), a veces tan abundante que la roca se parte por los clastos. Si el ligante

es material tobáceo y cemento ferruginoso, la roca es friable. Se caracterizan por presentar esqueleto muy cerrado, constituyendo los fenoclastos entre el 80 y 90 % de la roca. Predomina la fracción entre dos y cinco centímetros (guija), pero hay grandes variaciones en el tamaño del grano. Están formadas por fenoclastos subangulosos a subredondeados, equidimensionales y prolados, de vulcanitas, ignimbritas y tobas silicificadas. La matriz de los conglomerados (así como las lentes psamíticas) es de tamaño arena mediana a gruesa, color gris a rosado-rojizo y composicionalmente mucho más cuarzosa que las psefitas, llegando a ser abundante el material tobáceo.

En algunos bancos se encuentran restos de troncos y ramas petrificados, blanquecinos, muy mal conservados y reducidos a astillas y trozos menores.

Paleontología

La importante taoflora de la Formación Baqueró fue objeto de numerosos estudios debido a su excepcional valor por la calidad de los fósiles, tanto a nivel mega como microscópico, a partir de los primeros estudios de Berry (1924) y Feruglio (1937, 1949) sobre ejemplares provenientes de la localidad tipo.

Si bien los principales conocimientos sobre los elementos vegetales fósiles fueron presentados por Archangelsky (1967), se encuentran numerosos estudios aislados sobre diversos ejemplares o taxones vegetales. Pueden citarse a Herbst (1962), Archangelsky (1963a, 1963b, 1964a, 1964b, 1965a, 1965b, 1966, 1994), Menéndez (1965), Traverso (1966, 1968), Martínez (1968), Archangelsky y Gamero (1965, 1966a, 1966b, 1966c, 1967), Archangelsky y Baldoni (1972a, 1972b), Baldoni (1974), Archangelsky y Villar de Seoane (1991, 1994), Archangelsky y Taylor (1993).

Se caracteriza a la taoflora baqueroense (Archangelsky, 1967) como básicamente gimnosperma, con dominancia de Podocarpaceas y Bennettitales; la familia Gleicheniaceae es la mejor representada entre las Pteridófitas (y predominante en el Miembro Superior).

Angiospermas primitivas (Romero y Archangelsky, 1986) constituían componentes marginales de una asociación dominada por gimnospermas y pteridófitas.

Ambiente de sedimentación

La Formación Baqueró está integrada por una secuencia típicamente continental, si bien ambos miembros representan condiciones ambientales distintas.

El Miembro Inferior corresponde a depósitos característicos de un ambiente fluvial, en partes lagunar, en el que alternan períodos de alta y baja energía. Se trata de sedimentos llevados a pequeñas cubetas que eran depresiones labradas en el prerrelieve. Estas depresiones fueron paulatina y rápidamente colmatadas por corrientes fluviales, posiblemente de baja a moderada energía y quizás temporarias.

La presencia de restos vegetales bien conservados (evidenciando poco arrastre) en lentes areniscosas indicaría que los cursos de agua tenían etapas de relativa calma, pero que en otras épocas (o estaciones anuales) su energía era bastante mayor, como lo demuestran los numerosos estratos psamo-psefíticos gruesos.

Asociadas a los cursos fluviales, representados por depósitos psamítico-psefíticos lenticulares y con estratificación entrecruzada, se encontraban bañados y lagunas, en algunos casos establecidos en los canales abandonados.

Estos cuerpos de agua están representados por los estratos lenticulares pelíticos, casi siempre portadores de abundante flora fósil, e incluso con filópodos (Archangelsky, 1967) o gastrópodos de agua dulce (Panza, 1986). Tales lagunas y pantanos podrían ser quizás temporarios, a juzgar por el pequeño espesor de los depósitos. Los restos vegetales eran llevados a estas lagunas por los ríos tributarios en sus momentos de mayor energía, o bien se trataba de los restos de las especies que habitaban en las orillas.

El Miembro Superior, en cambio, sugiere la sedimentación directa de lluvias de cenizas mediante un aporte casi continuo de material piroclástico fino, indicador de una intensa actividad volcánica en comarcas alejadas. Dichos elementos se depositaban en un ambiente ya mucho más uniforme y casi sin desniveles (dominio de llanuras en el estudio paleoambiental de Caranza, 1988).

Los fenómenos piroclásticos sin duda sufrían interrupciones periódicas, lo cual queda demostrado por la existencia de niveles de paleosuelos, evidenciados por la presencia en ellos de estructuras tubulares biogénicas (rastros de la intensa actividad de vermes u hormigas), así como por horizontes rojizos, con gran cantidad de compuestos férricos, coincidentes quizás con superficies de erosión.

Asimismo, en tales etapas de interrupción de la sedimentación tobácea se producía el retrabajamiento de los anteriores niveles tobáceos por agentes de escasa energía, como pequeños arroyos de régimen efímero (Caranza, 1988) con formación de depósitos intraformacionales cuyos materiales se originaron por parcial erosión de las riberas de los canales.

En la sección cuspidal del Miembro Superior vuelve a instalarse un régimen fluvial de mayor energía, como lo indican los cuerpos lenticulares de psamitas y psefitas. Esto es muy evidente en el sector norte del Anfiteatro de Ticó donde fue analizado por Caranza (1988), quién estableció que en forma simultánea con el desarrollo de las llanuras se habría implantado un sistema fluvial de flujo variable con gran persistencia en el tiempo y migración lateral restringida. Este sistema fluvial, del tipo entrelazado proximal, estaba caracterizado por canales de hasta 50 m de ancho.

La actividad volcánica podría también ser causante, mediante una aridización del suelo, del cambio paleoflorístico mencionado por Archangelsky (1967), consistente en la disminución o desaparición de ciertos grupos (Bennettitales, Pteridospermas y Cycadales) en el Miembro Superior.

El estudio de la taoflora baqueroense permite a dicho autor postular un paleoclima del tipo templado-moderado, con una probable estación bastante fría, y con una humedad ambiente mediana en general, pero con una estación de mayor sequedad; esto último queda evidenciado por las observaciones en la epidermis de las Hojas de plantas superiores, todas con estructuras xerofíticas (las cuales podrían ser también como defensa contra fuertes vientos). A conclusiones similares llegaron Caranza (1988) por indicadores sedimentológicos y Cravero et al. (1991) en base a estudios sobre caolinitas.

Estructura

En la mayor parte de las localidades la unidad está afectada por fallamiento de poco rechazo, que hace que se observen localmente configuraciones homoclinales, con inclinaciones muy pequeñas, de sólo unos pocos grados. Por ejemplo, para el borde noroccidental del Anfiteatro de Ticó, Caranza (1988) señaló un buzamiento máximo de 5° al SE.

Relaciones estratigráficas y correlaciones

La Formación Baqueró está separada en su base de las Formaciones Chon Aike y Bajo Grande por una clara relación de discordancia; la misma es de angularidad en la mayor parte de los casos y particularmente notable en el contacto con la última unidad.

Los movimientos tectónicos responsables de la citada discordancia dieron por resultado la formación de un relieve previo relativamente irregular, el cual fue paulatinamente colmatado en sus partes deprimidas por los depósitos del Miembro Inferior de la Formación Baqueró. Posteriormente los materiales

tobáceos que constituyen el Miembro Superior completaron la colmatación de las cubetas sedimentarias cubriendo gran parte de la comarca sin mediación de conglomerado de base.

Con respecto a su techo, la Formación Baqueró está cubierta en discordancia erosiva (en casos angular) por sedimentitas marinas terciarias (Formación Monte León del Oligoceno) y por vulcanitas paleógenas y neógenas.

La relación de los depósitos del Cretácico inferior con un extenso vulcanismo coetáneo ubicado en la Cordillera Patagónica de Chubut y norte de Santa Cruz fue demostrado por Ramos (1979).

Párrafos aparte merece el posible sincronismo y correlación entre la Formación Baqueró y la Formación Laguna Palacios (Tobas Amarillas) del Grupo Chubut. Ambas unidades tienen un notable parecido litológico por lo que Di Persia (1956, 1957, 1958) y De Giusto (1956) incluyeron a todos los afloramientos de la comarca dentro de la «Serie de las Tobas Amarillas».

El estudio de la tafloflora llevó a Archangelsky (1967) a negar totalmente este concepto, estableciendo que no existen sedimentitas referidas al Cretácico superior al sur del área de Madre e Hija.

Casas (1963) intentó solucionar este problema estratigráfico estableciendo tres hipótesis: a. engranaje lateral; b. relación de discordancia y c. áreas deposicionales distintas. La primera se descarta automáticamente al considerar los datos paleobotánicos. La segunda también se elimina por no encontrar verdaderas señales de discordancia (pese al dudoso argumento postulado por Casas sobre la existencia de un banco tobáceo oxidado en el cerro Madre e Hija, supuesto indicador de discordancia erosiva), y por existir fósiles vegetales incluso por encima de la posible superficie de discordancia.

En cuanto a la tercera hipótesis, implicaría la existencia de un umbral paleogeográfico entre Madre e Hija y Punta España, ambas al norte de la Hoja, localidad esta última donde se halla presente la Formación Laguna Palacios y donde no se han ubicado a la fecha restos paleoflorísticos. Pezzi (1970) estimó que la línea basáltica desde el norte de la estancia Alma Gaucha al Mojón Aisin indicaría un posible límite geológico (por otra parte arbitrario) entre ambas unidades, por tratarse la misma de una posible área positiva que separaría dos subcuencas de sedimentación.

Cabe sin embargo mencionar que, aún aceptando la existencia de ese umbral, sería una barrera de dudosa eficiencia dada la génesis de las tobas y

cineritas del Miembro Superior, las cuales son el producto de lluvias de cenizas transportadas por los vientos y en consecuencia susceptibles de cubrir extensas áreas.

Como posible hipótesis, Lesta y Ferello (1972) estimaron un engranaje lateral entre Baqueró y Laguna Palacios, lo cual significa que la litofacies cortaría oblicuamente a las líneas de tiempo, rejuveneciéndose hacia el norte.

Hechem y Homovc (1986) apoyándose en algunas poco consistentes evidencias palinológicas y en la datación radimétrica de una toba ubicada en el techo del Miembro Inferior en el cerro Bayo (al norte de la comarca), postularon a dicho miembro como constituyente exclusivo de la Formación Baqueró, y al Miembro Superior como perteneciente a la Formación Laguna Palacios; las edades respectivas serían del Barremiano-Aptiano y Campaniano-Maastrichtiano.

Se considera que los argumentos de los autores citados son muy endeble porque no se menciona ningún elemento palinológico realmente del Cretácico superior, sino sólo una forma para nada significativa por su amplio biocrón. Asimismo, la datación radimétrica no indica, como aseveraron Hechem y Homovc (1986), que lo que está por encima (el Miembro Superior) tiene menos de 90 Ma y pertenece al Cretácico alto, sino que, como las dataciones son edades mínimas, sólo indica que lo que está por debajo (o sea el Miembro Inferior) tiene más de esa edad, lo que no está en dudas. Finalmente, tampoco explican porqué, si la sección superior fuera campaniano-maastrichtiana, las floras que contiene están formadas casi exclusivamente por Gimnospermas y Pteridófitas, cuando en todo el mundo las taflofloras del Cretácico superior son netamente angiospérmicas. Caranza (1988) tampoco utilizó el esquema de Hechem y Homovc (1986) por contraponerse con la edad indicada por los abundantes restos vegetales presentes en ambos miembros.

De lo expuesto, el autor de este trabajo estima que aún no está resuelto el problema de la posible correlación (o no) de las Formaciones Baqueró y Laguna Palacios.

Edad

La declinación total de las Bennettitales en el Miembro Superior (tales vegetales desaparecen como grupo importante en el Aptiano) y la en su momento falta de registro de Angiospermas, hizo que Archangelsky (1967) postulara para la Formación Baqueró una edad cretácica inferior y más concretamente, barremiana-aptiana.

Algunos autores (Turic, 1969) estimaron que por comparación de la asociación baqueroense con la tafoflora del lago San Martín (vinculada con amonites de edad albiana), la Formación Baqueró podría ser de edad aptiano-albiana.

Posteriormente, en base a la relación de la asociación polínica de la unidad con la zona *Antulsporites-Clavatipollenites*, Archangelsky et al. (1984) señalaron que la edad de la Formación corresponde al Aptiano en sentido amplio, sin descartar la parte más alta del Barremiano.

2.2. CENOZOICO

2.2.1. PALEÓGENO

2.2.1.1. Eoceno

Basalto Cerro del Doce

Basaltos olivínicos

Antecedentes

Panza (1982) incluyó dentro de esta unidad a una serie de afloramientos de vulcanitas básicas alcalinas que como coladas y *necks* se distribuyen en forma desordenada principalmente en el sector centro oriental de la Hoja.

Cabe aquí mencionar que, al igual que el resto de los basaltos de la comarca, fueron tratados por autores anteriores (De Giusto, 1956, 1957; Padula, 1959) simplemente como «Rocas ígneas» o «Basaltos», y asignadas al Terciario más alto o bien al Cuaternario. Para la Hoja 54d La Manchuria (Panza, 1986) ya fueron incluidos en el ciclo eoceno del Basalto Cerro del Doce, mientras que para el Lote 18, Panza (1987) los agrupó en forma general en el Eoceno-Oligoceno, pero estimando su más probable asignación al ciclo eoceno, lo que se corrobora en este informe.

Distribución areal

Dentro de la Hoja, afloran fundamentalmente en el sector centro oriental, en el área de las estancias Bajo Tigre, La Magdalena, Lote 18 (Figura 4) y La Victoria, en continuidad física con los afloramientos de la Hoja Tres Cerros (Panza, 1995a). Asomos menores se encuentran en el paraje La Manchuria, poco al sur de la estancia María Esther, y en el cerro Campana, que es una de las bocas de emisión.

Litología

En todos los casos el Basalto Cerro del Doce aparece como remanentes de coladas lávicas actualmente muy desmembradas por erosión, donde sola-

mente en algunas ocasiones se observa la formación de bardas subverticales de reducida altura. Casi siempre forma, por el contrario, lomadas redondeadas con pequeños afloramientos dispersos y gran cantidad de lajas y bloques que cubren el terreno.

La localidad tipo es el cerro del Doce (Panza, 1982), ubicada unos 50 km al nornordeste de la esquina nororiental de la Hoja.

En el sector principal de afloramientos, entre el cerro Mirador por el norte y la estancia La Victoria por el sur, aparece el grupo mayor de asomos de esta Formación, con características bastante similares. Se trata de una serie de mesetas y asomos discontinuos, con un espesor variable entre 15 y 20 m en los casos más potentes, como por ejemplo al norte y nordeste de la estancia Bajo Tigre. En muchos casos constituyen divisorias altas y alargadas, casi sin presencia de bardas y en las que los buenos afloramientos son siempre escasos. Por el contrario, las más de las veces forman lomadas chatas totalmente cubiertas de lajas y bloques prismáticos o subesféricos, en las que es difícil reconocer los distintos pulsos lávicos. Casi siempre se trata de una única colada, con un espesor entre dos y cuatro metros.

Un rasgo casi constante de estos basaltos, es un intenso diaclasamiento subvertical que produce un marcado lamamiento en finas láminas (uno a dos centímetros), o bien uno subhorizontal que produce lajas irregulares de uno a seis centímetros.

La roca tipo es un basalto melanocrático de grano más bien grueso, macizo o algo porfírico, de aspecto siempre muy alterado y con una costra de meteorización castaño oscura a rojizo violáceo y morado. Muchas veces la alteración es tan intensa que se hace difícil obtener buenas muestras. Se reconocen pequeños fenocristales de minerales félicos alterados a un material rojizo, el cual se encuentra en ocasiones disperso por toda la roca. Megascópicamente no se observan casi nunca vesículas ni amígdulas. En unas pocas localidades, como al sur de la tapera La Solita, se reconoce una sección inferior vesicular a amigdaloides, con grandes cavidades alargadas, tapizadas o rellenas por ópalo botrioidal a mamelonar, gris blanquecino, amarillento y verde oscuro.

En el área del cerro Campana se observan basaltos muy lajosos, poco aflorantes, como lomadas sin bardas y totalmente cubiertas de lajas. En el cerro citado, que es una pequeña chimenea volcánica que sobresale unos 15 a 20 m sobre las coladas, se puede ver la fluidalidad y diaclasamiento columnar típicos

de los centros de emisión. Los basaltos son negros en corte fresco pero rojizos a morados en superficie meteorizada. Son macizos y de grano fino a mediano.

En otro pequeño centro efusivo situado 1500 m al norte del anterior, se observan basaltos poco porfíricos muy vesiculares a amigdalares, violáceo rojizos, muy alterados. Las cavidades son subesféricas, a veces de hasta tres centímetros, si bien el tamaño promedio es de cinco a diez milímetros.

Los afloramientos de La Manchuria son pequeñas mesetitas con bardas de dos a tres metros de altura, sin disyunción columnar. La cobertura de lajas suele ser tan espesa que sólo aparece la roca aflorante donde las máquinas viales han trazado alguna huella. Son basaltos olivínicos macizos, afíricos a algo porfíricos, con pequeños fenocristales féficos en una pasta de grano más bien grueso.

Al sur de estancia María Esther constituye un afloramiento alargado y estrecho, de no más de cuatro metros de espesor, sólo bien reconocible donde lo cruza la ruta 503. Se trata de basaltos negros lajosos, similares a los antes descriptos.

Unos mil metros al este de la estancia La Morocha aparece un pequeño cerrito puntiagudo cónico aislado, que es una chimenea probablemente correspondiente a estas efusiones, cubierta de bloques de un basalto negro macizo y porfírico (con pequeños fenocristales de olivina de hasta un milímetro). Por su reducido tamaño, no fue mapeado.

Ambiente

Estas emisiones son producto de erupciones de tipo central producidas por fisuración cortical profunda en épocas de distensión luego de un período compresivo de importancia regional.

Relaciones estratigráficas

El Basalto Cerro del Doce cubre en discordancia (o bien intruye) a diferentes unidades, desde la Formación Chon Aike del Dogger hasta la Formación Baqueró del Cretácico inferior.

Su techo es cubierto por la Formación Monte León del Oligoceno superior, con un pequeño conglomerado basal de 10 a 15 cm de potencia integrado por clastos basálticos totalmente alterados. A veces se presenta una superficie de erosión con formas redondeadas, en la que los bloques delimitados por diaclasas subverticales se meteorizan dando una arena gruesa de color negro. Esta situación es observable en el sector principal de afloramientos (estancia La Magdalena, Lote 18).

Edad

En base a la posición topográfica y a las características generales de las lavas, Panza (1982) les asignó edad eocena.

Una datación radimétrica por método K-Ar sobre roca total en una muestra de la localidad tipo (Panza, 1982) dio una edad de 39 ± 5 Ma (Eoceno superior, Bartoniano).

Este episodio basáltico es sincrónico con el que produjo las efusiones del Basalto Posadas (Riggi, 1957) en la región del lago Cardiel y Cordillera Patagónica Austral, al oeste de la comarca. El mismo, de acuerdo con Ramos (1982) y Ramos et al. (1982) tuvo un máximo de actividad volcánica entre los 45 y 48 Ma (correspondiente al Luteciano, Eoceno medio), si bien se han obtenido edades tan tempranas como el Paleoceno superior o el Eoceno inferior, que llevan a que el registro de actividad lávica oscile entre los 60 y los 40 Ma.

Se correspondería también con los basaltos eocenos del sector de la Meseta del Lago Buenos Aires (Argentina y Chile) cuya edad fue definida por Charrier et al. (1978, 1979) y por Ramos et al. (1982), y con las basanitas del este del lago San Martín (Bahía de la Lancha) datadas por Riccardi (1971) con valores de 40 ± 6 y 46 ± 5 Ma.

2.2.1.2. Oligoceno

2.2.1.2.1. Oligoceno medio

Basalto Alma Gaucha

Basaltos olivínicos y basanitas

Antecedentes

Panza (1982) propuso esta denominación para agrupar a un conjunto de vulcanitas básicas alcalinas que se presentan principalmente como mantos tabulares o relictos de los mismos, y constituyen algunas de las elevaciones más prominentes de la esquina nordeste de la Hoja.

Autores anteriores (De Giusto, 1957; Di Persia, 1958) los denominaron informalmente como «Rocas ígneas», asignándolos el primer autor al Cuaternario, mientras que el segundo los incluyó en sus «Basaltos Altos», correspondientes a las efusiones más antiguas pero sin precisar su edad. Panza (1986) los asignó al Basalto Alma Gaucha.

Distribución areal

Por su mayor resistencia a los agentes erosivos se destacan netamente en el paisaje, dando lugar a varios de los accidentes orográficos más importantes del

relieve local, como los cerros Baguales, Corona, Gorro y Tres Tetas. La localidad tipo está situada en cercanías de la estancia Alma Gaucha, al nordeste del límite norte de la Hoja (Panza, 1982).

Litología

Se trata por lo general de varias coladas superpuestas (hasta cinco o seis) con un espesor individual oscilante entre cuatro y seis metros. En la mayoría de los casos conforman bardas elevadas, abruptas y subverticales, y en este frente de erosión en activo retroceso son muy comunes los fenómenos de remoción en masa, observándose numerosos ejemplos de deslizamientos que ocultan el contacto con las unidades infrayacentes.

Los cerros Gorro y Tres Tetas son las chimeneas de sendos aparatos volcánicos actualmente desmantelados por la erosión.

La gran dureza de los basaltos ha dado en consecuencia notorios ejemplos de inversión de relieve prácticamente en todos los afloramientos del Basalto Alma Gaucha.

Al este de la estancia Los Granaderos la unidad constituye remanentes aislados y reducidos de una meseta otrora de mayor dimensión, con suave inclinación al este y sureste. Los cerros Baguales y Corona son sectores algo más elevados de dicha meseta. En su borde occidental se observa una barda continua, bastante escarpada y visible desde grandes distancias. No todo su frente es abrupto, sino que en muchos sectores se encuentra más erosionada, con fenómenos de caída de bloques, lo que hace que pueda subirse por varios lugares.

Buena parte de la meseta, tanto en su afloramiento principal como en los remanentes de erosión, está formada por un único manto con un espesor de tres a seis metros. En las elevaciones mayores, como el cerro Baguales, se observan de cuatro a seis coladas con un espesor total cercano a los 30 metros.

En la mayoría de los ejemplos se observa en cada colada una sección superior muy vesicular a amigdalóide, de aspecto alterado y de color morado o violáceo rojizo; se caracteriza por una gran cantidad de cavidades subesféricas de hasta un centímetro de diámetro, en ocasiones tapizadas o rellenas por calcita y/o zeolitas blancas a veces fibroso-radiadas.

Gradualmente se pasa a la sección más importante en espesor (cuatro a siete metros), que es maciza o algo amigdular, con vesículas que se disponen como hiladas, el basalto es de aspecto fresco. En general muestra escaso desarrollo de la disyunción columnar y a veces diaclasamiento subhorizontal.

La roca tipo son basaltos olivínicos y basanitas melanocráticos, compactos, de grano fino, afaníticos o con pocos fenocristales de olivinas alteradas, de uno a cinco milímetros, y otros más pequeños de feldespatos blanquecinos. Las escasas amígdulas son subesféricas, de 1 mm a 1 cm, y están rellenas por zeolitas y carbonatos.

En la cumbre del cerro Corona hay dos coladas de basaltos muy vesiculares, en las que las cavidades mayores se disponen hacia arriba o en hiladas subhorizontales. Es marcado el lajamiento horizontal, tratándose de basaltos morado a rojizos en superficie meteorizada, negruzcos en corte fresco. Son muy porfíricos, con gran cantidad de pequeños minerales féimicos (1 mm) alterados a un material rojizo, y feldespatos blanquecinos.

En las pequeñas mesetas situadas al norte y nordeste de la estancia Santa Catalina aparecen basaltos macizos poco porfíricos, muy lajosos, con espesores cercanos a los cuatro metros. Al oeste de estancia Los Granaderos hay varias elevaciones cubiertas por delgados remanentes (uno y medio a dos metros de potencia) de basaltos casi afíricos muy poco amigdulares.

Al nordeste de esta última estancia se observa un dique subvertical de basalto que atraviesa a la Formación Bajo Grande. Forma un abrupto crestón de cien metros de longitud, con un espesor en la base de cuatro metros. La roca componente es un basalto melanocrático macizo, muy fresco y poco porfírico.

El cerro Gorro es una alta chimenea volcánica, en la que sólo en unos pocos sectores se observa la disyunción prismática característica. El resto del cerro son pequeños afloramientos aislados y una caótica acumulación suelta de pequeños bloques y lajas irregulares que hacen muy penoso el ascenso. La roca tipo es un basalto alterado gris negruzco, macizo y algo porfírico.

Al oeste, norte y este del neck se observan remanentes de las efusiones que se derramaron del mismo. En el sector occidental se aprecian tres coladas, con un espesor total de 20 metros. El frente de las mismas es muy abrupto, con marcado diaclasamiento vertical, y de coloración gris rojiza debido a la alteración de los basaltos. En muestra fresca éstos son negros a negro verdosos, en general macizos pero con sectores bastante vesiculares, con cavidades subesféricas de 1 a 8 mm de diámetro. La mayoría son bien porfíricos, con muchos fenocristales de olivinas alterados, pero existen también algunas variedades poco porfíricas a casi afíricas.

El cerro Tres Tetos es también una gran chimenea volcánica similar a la descrita, encontrándose un pequeño neck asociado poco al norte del principal. El basalto que los compone es en un todo similar al del cerro Gorro.

Al norte de la estancia Santa Clara se encuentra un conjunto de pequeñas mesitas y morritos muy disectados, de color negruzco, compuestos por dos a tres coladas basálticas superpuestas, con un espesor que supera los 20 metros. La parte central de las coladas está formada por un basalto macizo a microvesicular, pero las secciones cuspidales son muy vesiculares y con un elevado grado de alteración que les confiere colores morados, violáceos y hasta rojizos.

En forma dubitativa se asigna a esta unidad un asomo situado al oeste del monte Iliria, de cuatro metros de espesor.

Ambiente

Son efusiones de una asociación básica alcalina correspondientes a períodos de distensión, relacionadas con una fracturación profunda de la litosfera.

Relaciones estratigráficas

El Basalto Alma Gaucha cubre en relación discordante (o intruye como necks y diques) a varias unidades preterciarias (Formaciones Chon Aike, Bajo Grande, Baqueró), si bien en la mayor parte de los afloramientos el yacente es la última unidad. En el cerro Gorro se observan efectos de silicificación y enrojecimientos de los conglomerados eocretácicos. Poco al nordeste del límite septentrional (Panza, 1982) cubre también al Basalto Las Mercedes, asignado al Cretácico superior, o al Grupo Sarmiento, del Oligoceno inferior (Deseadense).

Con respecto a su techo, es cubierto también en discordancia por los depósitos marinos de la Formación Monte León (Oligoceno superior), situación que se observa también al este (Panza, 1982; 1995a).

Edad

En base a las relaciones estratigráficas y a una datación radimétrica por método K-Ar sobre roca total al norte de la comarca (Panza, 1982), se considera al ciclo efusivo basáltico alcalino del Basalto Alma Gaucha como de edad fundamentalmente del Oligoceno medio a superior bajo (postdeseadense y prepatagoniense). Se lo incluye en la Fase Efusiva Terciaria del esquema de Ferello (1969).

Su edad coincide con el período de actividad basáltica alcalina postulado para la Patagonia extra-

andina en el Oligoceno, entre los 34 y 35 Ma, por Marshall et al. (1977), y por Baker et al. (1981), y confirmado por Ramos et al. (1982).

2.2.1.2.2. Oligoceno superior

PATAGONIANO

Antecedentes

Con esta denominación se designa informalmente a un conjunto de sedimentitas que son el resultado de una transgresión marina atlántica de gran desarrollo en las cuencas del Golfo de San Jorge y Austral, y que cubrió buen parte del Macizo del Deseado. La nomenclatura de esta unidad, así como su ubicación cronológica, han sido motivo de controversias en la literatura geológica ya desde fines del siglo pasado.

Feruglio (1949), en un trabajo de síntesis de gran importancia, utilizó la denominación de Patagoniense para estas sedimentitas, a las que subdividió en los pisos Juliense, Leonense y Superpatagoniense.

Bertels (1970), en el primer trabajo de detalle sobre la unidad, se refirió al «Patagoniano» de la provincia de Santa Cruz, al que dividió en las Formaciones San Julián y Monte León. Zambrano y Urien (1970), así como Russo y Flores (1972), en breves menciones, denominaron a esta unidad Formación Patagonia.

Para el área tipo del Gran Bajo de San Julián (al sureste de la comarca), Di Paola y Marchese (1973) adhirieron a dicha denominación en un estudio sedimentológico detallado, proponiendo la subdivisión de la Formación en tres Miembros, de abajo hacia arriba, San Julián, Monte León y Monte Observación.

El nombre de Formación Patagonia fue usado también por Riggi (1978, 1979) y Panza (1982, 1984, 1986, 1987). El primer autor la subdividió, con criterios petrográficos, en los Miembros San Julián (Inferior) y Monte León (Superior).

En contraposición a los autores que consideraron que estos depósitos forman parte de una sola entidad litoestratigráfica, Camacho (1974) señaló la existencia de un hiato y una relación de pseudoconcordancia entre las Formaciones San Julián y Monte León. Nández (1988) e Irigoyen (1989) indicaron que una discordancia (paraconcordancia) se ubica entre ambas unidades.

Panza (1995a, 1995b) compartió dicho criterio, basado en observaciones de campo, distribución regional de los depósitos y análisis paleoambiental de las Formaciones sustentado por datos paleontológicos.

La Formación San Julián no aflora en la Hoja, pero la Formación Monte León tiene un amplio desarrollo, con afloramientos reducidos y aislados, pero distribuidos en toda la comarca.

Por su parte, para la región del lago Argentino Furque y Camacho (1972) propusieron el nombre de Formación Centinela, que fue posteriormente utilizado por Riccardi y Roller (1980) y Ramos (1982) para las sedimentitas marinas aflorantes al este de la Cordillera Patagónica, equivalentes en ambiente y edad a las del «Patagoniano» de la costa atlántica. Marín (1984) usó también esa denominación para parte de las sedimentitas de la comarca, sobre todo las aflorantes en la costa oriental del lago Cardiel.

Formación Monte León

Arcilitas, tobas, coquinas y areniscas

Antecedentes

A fines del siglo pasado, Hatcher (1897 y 1900) recorrió el sur de la Patagonia, mencionando por primera vez la presencia de sedimentitas fosilíferas eoterciarias en los alrededores de la sierra Oveja, al suroeste de Gobernador Gregores.

La mayoría de los afloramientos de esta secuencia marina descriptos para la Hoja fueron asignados por Di Persia (1958), De Giusto (1956, 1957, 1958), Padula (1959), Panza (1984, 1987) y Caranza (1988), en base a las características litológicas, al Miembro San Julián de Di Paola y Marchese (1973) y Riggi (1978), Formación San Julián de Bertels (1970) o Piso Juliense o Juliano.

Solamente los asomos de la parte superior del cerro Cónico Truncado en el área del Lote 18 fueron asignados por Panza (1987) al Miembro Monte León de Di Paola y Marchese (1973) y Riggi (1978, 1979), Piso Leonense o Leoniano de Feruglio (1949) o autores anteriores, o Formación Monte León de Bertels (1970).

No obstante, el análisis de elementos microfaunísticos efectuado por Nández (1989) y de dientes de seláceos por Cione (com. epist.) sobre coquinas procedentes de algunos de los asomos situados en estancia Caballo Blanco (Hoja Tres Cerros, Panza, 1995a), así como en la meseta Baqueró, indican la presencia de formas típicas del «Leonense» de numerosas localidades de la provincia de Santa Cruz.

Por ese motivo, los estratos de coquinas y psamitas de la mayoría de los asomos «patagónicos» de la Hoja serían variaciones faciales laterales de la Formación Monte León, propias de un ambiente

proximal de línea de costa, e indicarían a grandes rasgos el borde de cuenca de la ingresión patagónica en tiempos del Oligoceno superior.

Distribución areal

La Formación Monte León se encuentra aflorante en todo el ámbito de la Hoja Gobernador Gregores, pero con mayor desarrollo en el sector centro y suroccidental de la misma. En todos los casos se trata de afloramientos pequeños, discontinuos y aislados entre sí, por lo general con espesores muy reducidos y dispuestos como cornisas resistentes a la erosión.

Litología

Los afloramientos más importantes de la Formación Monte León, tanto en superficie como en espesor, se encuentran en la meseta Baqueró y otras situadas al oeste, y en las altas mesetas en el área de la estancia La Magdalena y puesto La Martita.

Allí está compuesta fundamentalmente por coquinas y areniscas coquinoideas gruesas de colores castaños a castaño rosados en afloramiento, si bien en corte fresco son gris amarillentas. Los espesores varían desde 2,5 metros en el bajo Barrientos, 3 a 6 metros en el anfiteatro de Ticó, 5 a 15 metros en la meseta Baqueró hasta 25 a 30 m en las cercanías a las estancias Bajo Tigre y La Magdalena, y al sur del cerro Mirador. En el sector de las estancias La Esmeralda y La Victoria (Figura 4) las potencias son menores, de dos a seis metros.

La marcada dureza de las coquinas, y el hecho de que constituyen mesetas con frente abrupto, subvertical, es factor determinante en la formación de grandes bloques que se desprenden y deslizan laderas abajo por remoción en masa.

Estos afloramientos están formados por coquinas o microcoquinas muy consolidadas. Se disponen en bancos tabulares de 0,40 a 0,50 m de espesor individual, y la estratificación está remarcada por erosión diferencial; en muchos casos son rocas lajosas, desprendiéndose losas de hasta 20 cm de espesor.

Están constituidas por trozos de conchillas de medio a un centímetro, escasos elementos terrígenos (cuarzo, litoclastos), glauconita, y por lo general numerosos megafósiles enteros (equinodermos, espinas, ostreidos, colonias de briozoarios, pectínidos y ocasionalmente algún diente de seláceo). Todo este conjunto está muy bien cementado por calcáreo subesparítico a esparítico y algo de material ferruginoso, que suele otorgar a la roca tonalidades moradas o rojizas.

En el cerro Cuadrado (Campamento 4) se observan 15 m de coquinas y areniscas coquinoideas casta-

ñas, similares a las anteriores. Las areniscas, medianas a gruesas, tienen una estructura entrecruzada de tipo lenticular muy destacable. Están formadas por fragmentos de fósiles, terrígenos no muy abundantes y unos pocos equinodermos isoorientados cementados por material carbonático.

Por debajo de estas rocas, la base de la unidad es un espesor de uno a dos metros de arcilitas verdosas, fragmentosas.

Estas mismas arcilitas gris verdosas, con una potencia de cinco metros, muy cubiertas por su propio regolito y por rodados, forman el pequeño afloramiento del Campamento 3.

En el pequeño cerro Cónico Truncado (Figura 4), se tiene un banco basal de coquinas castañas de dos a tres metros, con forma de cornisa y que constituye la mayor parte de la elevación. Pero por encima, y formando el cuerpo cónico del cerro, hay 20 m de chonitas gris blanquecinas y gris amarillentas, arcillosas y a veces algo arenosas de grano muy fino. Están muy cubiertas por regolito y rodados provenientes de la destrucción de un delgado depósito cuaternario, y a los cuatro metros del techo se encuentra una pequeña cornisa castaña a violácea, de 0,20 a 0,30 m, que es una arenisca muy fina calcárea, en la que se observan numerosas marcas de organismos cavadores, subhorizontales y ramificadas.

El área entre las estancias La Alianza y La Esmeralda se destacan por la presencia de numerosos asomos de la unidad, muy delgados (dos a cuatro metros), que se disponen rellenando depresiones en el relieve jurásico. Predominan las areniscas finas a medianas calcáreas, con coquinas subordinadas.

Un espesor de 15 a 20 m de areniscas coquinoides gruesas y más escasas coquinas, castaño grises y amarillentas, se observan en el borde sur de la laguna de la estancia La Gruta. Se caracterizan por estructuras entrecruzadas muy marcadas, las que debido a diferencias en la consolidación de las distintas capas, resaltan en el perfil como cornisas y mediacañas. No se han observado megafósiles enteros.

En el bajo al sur de la estancia 1 de Abril aparecen también coquinas y areniscas finas castaño amarillentas, pero por ser muy friables solamente se destacan algunos bancos algo más resistentes, con moldes internos de bivalvos y algunos ostreídos. El resto de los asomos está cubierto por una capa de arena fina y limo castaño a anaranjado, producto de la desagregación de las areniscas.

En el centro de la Hoja (estancias El Puma, 18 de Noviembre y El Martillo) se tienen asomos discontinuos de la Formación Monte León, los que se disponen en marcada discordancia sobre tobas e ig-

nimbritas jurásicas y son cubiertas en igual relación por basaltos plio-pleistocenos.

Dominan nuevamente las biomieritas (coquinas) y las areniscas coquinoides, de coloraciones castaño y gris amarillentas (a rojizas por impregnación por óxidos de hierro). En general medianamente consolidadas, son casi siempre lajas, llegando a ser utilizadas como material de construcción en la estancia 18 de Noviembre. Son en un todo semejantes a las aflorantes en el este de la Hoja, si bien no son abundantes los megafósiles enteros.

Los espesores varían desde un metro al este de estancia 18 de Noviembre, tres a cuatro metros al este de estancia El Puma, hasta 20-25 m frente al primer establecimiento (donde se presentan con inclinación de 15 al suroeste) y 20 m al sur del mismo, donde se disponen con rumbo N30° O e inclinaciones de 30° a 60° al nordeste. Al este de la estancia El Martillo inclinan unos 8° a 10° al suroeste.

Pequeños asomos de la unidad se encuentran al norte y oeste del cerro Tejedor. En el primer caso se trata de lomadas casi totalmente cubiertas, donde afloran dos a tres metros de pelitas amarillentas y grises fragmentosas con numerosos restos de megafósiles sueltos.

En el segundo, al oeste de la estancia El Chara, son varios metros de coquinas y areniscas en bancos de 0,30 a 0,50 m, las que se parten en bloques usados para construcción.

En las bardas que rodean a la depresión situada al este de la estancia 17 de Marzo, se encuentra la Formación Monte León con buenas exposiciones y con un espesor de alrededor de 50 metros. Se trata fundamentalmente de las típicas arcilitas tobáceas y tobas finas gris amarillentas, fragmentosas y macizas, que la mayoría de las veces aparecen muy cubiertas por regolito o por material procedente de la destrucción de los depósitos aterrazados suprayacentes. Algunas veces resaltan niveles algo más resistentes de yeso fibroso, en láminas de hasta cinco centímetros de espesor.

En algunas partes se observan moldes internos de bivalvos y turritélidos, algún escaso resto bien conservado, y numerosos tipos de marcas de organismos (bioturbación).

Se observan asimismo, sobre todo hacia la parte superior del perfil, algunas intercalaciones muy delgadas (0,10 m) de areniscas finas con cemento fosfático, de igual color que las pelitas pero más consolidadas que éstas, también con bioturbación.

Hacia las partes inferiores del perfil, sobre todo en el borde norte del bajo, aparecen siete a ocho metros

de coquinas y areniscas coquinoideas, castañas amarillentas hasta verdosas en la parte superior. Se destacan algunos sectores lenticulares remarcados por diferencias en la consolidación y en la pigmentación por óxidos de hierro, y se observan abundantes megafósiles en buen estado de conservación (colonias de briozoarios, corales, pectínidos y braquiópodos).

Unos 5 km al oeste de Gobernador Gregores, asoma con 12 m de potencia sobre la margen derecha del río Chico de Santa Cruz, inmediatamente al nordeste de la sierra Oveja; está bien expuesta junto al puente sobre el río y hacia el noroeste, presentándose cubierta por material de acarreo hacia el sureste. La base está cubierta por sedimentos fluviales actuales y por las aguas del río Chico.

El perfil se inicia con 0,30 metros de areniscas de grano mediano a fino, poco consolidadas, pardo verdosas a pardo amarillentas, con estratificación entrecruzada. Presenta delgadas intercalaciones pelíticas oscuras de hasta un centímetro de espesor y pequeñas concreciones, también pelíticas pero más consolidadas y con bandas de óxido de hierro. Siguen 0,30 metros de arenisca fina y limoarcilita alternantes, poco consolidadas, de coloración verde grisácea. La arenisca presenta estratificación entrecruzada, y las pelitas microbandeamiento marcado por la presencia de bandas con abundante óxido de hierro. Continúan 0,60 metros de arenisca de grano mediano a fino, poco consolidada, pardo amarillenta a rojiza debido a niveles intercalados con abundante óxido de hierro. Los 20 cm basales tienen aspecto macizo, y hacia arriba presenta estratificación fina a laminación. Por encima continúan 1,15 metros de arenisca mediana a fina, poco consolidada, pardo amarillenta; en la base con estratificación fina a laminación poco marcada; los 20 cm superiores presentan estratificación entrecruzada. Suprayace a estos paquetes un banco de 0,25 metros de arenisca conglomerádica, consolidada, gris verdosa, con clastos limo-arcillosos de hasta 10 cm de diámetro, restos de ostreoides mal conservados, y pequeñas concreciones discoidales (aplanadas). Siguen 1,30 metros de arenisca mediana a fina, poco consolidada, de coloración pardo rojiza a anaranjada, con litoclastos pelíticos de tamaño grava mediana a fina, distribuidos homogéneamente; en la base presenta estratificación entrecruzada. Finalmente, se presentan 8,50 metros de arenisca de grano fino a limoarcilita, poco consolidada, pardo amarillenta, con abundantes impregnaciones de óxido de hierro; en la parte inferior del paquete, presenta estratificación fina a laminación;

la sección superior, en parte está cubierta por material proveniente de depósitos pelíticos de la Formación Santa Cruz, que suprayacen en aparente concordancia a la secuencia marina.

Paleontología

El estudio y determinación de la megafauna encontrada en la Formación Monte León ha sido realizado por Rossi de García y Levy de Caminos (1984).

Pocas han sido las especies identificadas. Así, en coquinas aflorantes al este de la estancia El Puma se reconocieron ejemplares de *Pecten geminatus* Sow., *Balanus* sp. y colonias de briozoos.

Al pie del cerro Tejedor, en arcillas fragmentosas, se identificaron numerosos restos de *Ostrea ingens* Zittel y *O. hatcheri* Ortmann.

En los afloramientos del río Chico, en el puente de la ruta 1301, Sarris y Fernández (1957) y Marín (1982) citaron abundantes ejemplares de *Ostrea hatcheri*.

Ambiente de depositación

Los depósitos de la Formación Monte León indican un ambiente marino somero, y se han depositado en condiciones neríticas y litorales, tal como lo indican la presencia de abundantes restos de organismo marinos dispersos en las sedimentitas o constituyendo bancos de coquinas, la existencia de glauconita, etc.

Las coquinas formadas por restos orgánicos no fragmentados (incluso con valvas cerradas) indicarían zonas de menor energía, protegidas de la acción del oleaje o corrientes, es decir, bahías, como sugirieron Di Paola y Marchese (1973). No obstante, los bancos con fósiles triturados y con mayor aporte clástico indicarían zonas de rompiente de olas. En muchos casos las acumulaciones organógenas representan facies de tormentas (tempestitas) en áreas cercanas a la costa.

El contenido faunístico, y en particular la cantidad de grandes ostras de valvas espesas, pectínidos y restos de moldes internos de gastrópodos, son reveladores de ambientes de aguas someras, claras, cercanas a la costa (Rossi de García y Levy de Caminos, 1984). También la asociación microfaunística (Bertels, 1977) indica aguas profundas de profundidades menores a los 50 m, es decir, responden a un ambiente de plataforma interna; a su vez, sugieren aguas templado-cálidas con paleotemperaturas superiores a las actuales a igual latitud.

Las características de la Formación Monte León, y en particular la granulometría más fina, la existen-

cia de depósitos coquinoideos mucho menos potentes y la abundancia de material piroclástico, sugeriría aporte eólico en un ambiente protegido de la acción de las corrientes marinas (Di Paola y Marchese, 1973).

La presencia de bancos de tobas, así como de material piroclástico como constituyente en ocasiones importante de las pelitas, fue considerado por Bertels (1970), Di Paola y Marchese (1973) y Riggi (1978) como indicativo de la existencia de episodios volcánicos coetáneos en el ámbito cordillerano, cuyas cenizas habrían sido transportadas por los vientos hasta la cuenca de sedimentación patagónica.

La etapa final de esta invasión marina se produjo en forma lenta a medida que comenzó a elevarse la región cordillerana. Se depositaron areniscas de grano fino a mediano con intercalaciones de bancos ostreros, indicadores de otras tantas paleolíneas de costa. Estos sedimentos pasan insensiblemente a otros de ambiente continental, sin que medie una discordancia erosiva o angular, entre ambos tipos litológicos.

Relaciones estratigráficas

Una superficie regular localmente erosiva pero regionalmente angular se encuentra en la base de la Formación Monte León, labrada como consecuencia de la transgresión progresiva del mar «patagónica».

La unidad se apoya indistintamente sobre el Jurásico medio a superior (Formación Chon Aike), el Eocretácico (Formación Baqueró) y sobre vulcanitas eoterciarias (Basalto Cerro del Doce).

Con respecto a su techo, se establece una relación de concordancia y pase gradual con los depósitos continentales de la Formación Santa Cruz, relación ya conocida desde tiempos de Feruglio (1949) y confirmada por Ramos (1982), Marín (1982), de Barrio (1984) y Panza (1986). Asimismo, está separada de los basaltos y de los depósitos aterrazados neógenos, por una discordancia erosiva.

Edad

Las interpretaciones sobre la edad de la Formación Monte León han variado de acuerdo con los distintos autores. Camacho y Fernández (1956) consideraron que la transgresión comenzó en el Eoceno (superior?) en base a la presencia de pelecípodos del grupo *Venericardia planicosta*.

Otros autores le asignaron una edad oligocena (Riggi, 1978; Malumián, 1978), mientras que

Windhausen (1931) y Bertels (1970) la ubicaron en el Oligoceno superior (Chattiano según Bertels).

Hatcher (1900) y Feruglio (1949) consideraron que es del Oligoceno superior, pudiendo quizás alcanzar al Mioceno inferior. A igual resultado llegaron Bertels (1970), Rossi de García y Levy de Caminos (1984) y Echevarría (1984), en base a estudios de mega y microfauna, siendo ésta la edad aceptada en la actualidad para la Formación Monte León.

2.2.2. NEÓGENO

2.2.2.1. Mioceno

2.2.2.1.1. *Mioceno inferior*

Formación Santa Cruz

Areniscas finas a medianas, fangolitas, arcilitas y tobas. Más escasas tufitas y conglomerados

Antecedentes

Bajo esta denominación (Zambrano y Urien, 1970) se incluye a un conjunto de sedimentitas y piroclásticas continentales, varicolores, de amplio desarrollo en la región precordillerana y en la costa atlántica de la provincia de Santa Cruz.

Conocidos ya desde mediados del siglo pasado (Darwin, 1846), los depósitos santacrucenses fueron muy estudiados en razón de la rica y variada fauna de vertebrados que contienen, destacándose los trabajos de Ameghino (1889, 1898) y Hatcher (1897, 1900), autor que las denominó «Santa Cruz beds».

Una síntesis de las investigaciones realizadas hasta mediados de este siglo se encuentra en la obra de Feruglio (1949).

Para la comarca en estudio, además de los trabajos detallados de Hatcher, fue reconocida por Piatnitzky (1938), Ugarte (1956), Sarris y Fernández (1957) y Di Persia (1959) bajo la denominación de «Santacruciano».

La adecuación de los nombres «Santacruciano» y «Santacrucense» fue efectuada por Zambrano y Urien (1970), que utilizan la denominación de Formación Santa Cruz, la cual es seguida por autores posteriores (Russo et al., 1980; Ramos, 1982; Marín, 1982, 1984; de Barrio, 1984; de Barrio et al., 1984; Panza, 1986).

Distribución areal

En la Hoja Gobernador Gregores la Formación Santa Cruz aflora en el sector occidental, fundamentalmente en las laderas de las mesetas basálticas del

Once, de El Puma-El Martillo, de Molinari y de Cali. En estas localidades está muy pobremente expuesta ya que su naturaleza friable hace que se encuentre muy cubierta por derrubio de basaltos y por su propio regolito, con un típico paisaje de huaiquerías. Los mejores asomos se observan en el área de las estancias Nueva España y La Lorenza, y en los faldeos orientales de la meseta de Molinari.

Litología

En la zona que nos ocupa la secuencia es predominantemente clástica pero con aporte piroclástico. Está representada por fangolitas y arcilitas gris amarillentas, areniscas finas a medianas y tufitas gris blanquecinas y gris azuladas, en las que se intercalan delgados bancos de tobas cineríticas y terrosas grises.

Debido a las características litológicas de la Formación Santa Cruz, los afloramientos presentan formas erosivas características, como en tubo de órgano, o conforman un paisaje de bad-lands o huaiquerías, en partes con sumideros. Siempre son asomos muy cubiertos, en muchos casos por su propio regolito.

Predominan las fangolitas y areniscas finas a medianas pobremente estratificadas, con alguna pequeña lente conglomerádica intercalada, muy friables (llegando a ser arenas sueltas). Son líticas y contienen abundante material piroclástico fino, por lo que casi siempre son variedades tufíticas.

Intercalados entre las fangolitas y areniscas hay paquetes de bancos tabulares de tobas finas y cineritas, en general de colores más claros y muy finamente estratificadas.

El color de conjunto dominante es gris amarillento a verdoso y gris azulado, pero se encuentran intercalaciones finas de tobas y cineríticas castañas a gris violáceas. Sin embargo, inmediatamente por debajo del contacto con los basaltos, las tobas y areniscas están muy afectadas por metamorfismo optático, pasando a colores castaño oscuros a rojizos, con una estructura prismática muy notoria y con un marcado endurecimiento.

La base de la Formación Santa Cruz en el sector de la estancia Barranca Alta presenta características litológicas y estructurales que la individualizan del resto de la secuencia.

En dicha localidad está constituida por 40 a 50 m de areniscas finas a medianas gris azuladas, moderadamente seleccionadas y consolidadas, que alternan con pelitas tobáceas consolidadas de color amarillo blanquecino. Se observan concreciones de óxidos de hierro, de tamaños diversos, dispuestas en niveles o dispersas en todo el perfil, como así también restos

mal conservados de troncos petrificados. En las pelitas tobáceas se han encontrado escasas impresiones vegetales.

La estratificación es marcada, observándose laminación fina (menos de 3 mm) en los términos pelíticos y estratificación planar fina a gruesa (0,01 a 1 m) en las areniscas. Cada estrato presenta estructuras internas, de dimensiones proporcionales a su propio espesor, siendo las más conspicuas estratificación entrecruzada y en artesa. Los ángulos de buzamiento de las capas internas varían de pequeño a moderado (8° a 25°) y las láminas se distinguen por diferencias en el tamaño de grano (llegan hasta pelitas) y en el color. También se observa estructura de corte y relleno y estratificación diagonal. Estas areniscas hacia arriba pasan insensiblemente a términos más pelíticos, verde grisáceos y gris amarillentos, con estructuras que indican menor energía del medio, como estratificación fina y laminación.

La base de la Formación Santa Cruz se observa además en la sierra Oveja (Ugarte, 1956; Sarris y Fernández, 1957; Marín, 1984), inmediatamente aguas abajo del puente de la ruta provincial 1301, donde suprayace también a las sedimentitas patagónicas en pasaje transicional. Estos afloramientos presentan características diferentes a los términos basales descritos anteriormente, y son similares al resto de la columna santacruzense en la comarca.

Dicha columna está representada por una alternancia de areniscas de grano mediano a fino, pelitas arenosas y pelitas. La estratificación es grosera, reconocible sólo a distancia por un marcado bandeamiento de tonos pálidos de gris, verde y amarillo. Los bancos, que son tabulares a lenticulares de gran extensión y tienen espesores que varían entre 2 y 20 m, se acuan y repiten sucesivamente.

Otro perfil parcial de la Formación Santa Cruz, realizado al este del puesto El Zonda en los faldeos orientales de la meseta de Molinari (Marín, 1984), caracteriza las facies más pelíticas de la secuencia.

Está integrado de arriba hacia abajo por:

Techo	Cubierto por depósitos modernos
25 m	Arcilita algo arenosa, inconsolidada, de coloración gris verdosa.
15 m	Arcilita, inconsolidada, gris verdosa. En la parte superior presenta intercalaciones de arenisca de grano mediano a fino, amarillenta a verde grisácea, con concreciones areniscosas.

14 m	Arcilita inconsolidada, gris amarillenta.
8 m	Arcilita algo arenosa, inconsolidada, de color verde grisáceo.
10 m	Arcilita en parte arenosa, inconsolidada, con bandeamiento gris amarillento y verde pálido. En la parte superior presenta una intercalación de 2 m de arenisca de grano mediano, con niveles de concreciones arenosas más oscuras.
5 m	Arcilita algo arenosa, inconsolidada, de color gris verdoso. Presenta escasos restos fósiles de vertebrados.
Base	Cubierta por depósitos aluviales.
Espesor	83 m

La sección superior de la columna santacrucense generalmente se presenta obliterada por depósitos de asentamientos o de otro tipo de remoción en masa. No obstante, al oeste del puesto Cerro Ventana (meseta de Molinari) se observa una secuencia cuya base está cubierta por bloques de asentamientos basálticos. Comienza con 20 m de pelitas arenosas consolidadas de color verde grisáceo, y por encima 40 a 45 m de areniscas de grano mediano, consolidadas, en parte algo friables, de coloración gris verdosa pálida, que hacia los niveles más altos pasa a castaño amarillenta. Estos bancos presentan marcada estratificación entrecruzada y diagonal, en estratos agrupados de escala muy pequeña, que hacia arriba pasa a estratificación planar fina. Se observan concreciones arenosas de diferentes tamaños, dispersas en todo el paquete. Entre las psamitas hay lentes psefíticas de hasta cinco centímetros de espesor, integradas por clastos de tobas de no más de un centímetro de diámetro. El techo está cubierto por basalto y allí las sedimentitas toman tonalidades rojizas, observándose un marcado bandeamiento por el aporte de óxido de hierro de la colada.

Esta sección de areniscas, a veces de menor potencia (20 m), que se observa en el tope de la Formación Santa Cruz, está en contacto con basaltos miocenos o cubierta por depósitos psefíticos de la Formación La Ensenada. Aflora entre los puestos El Zonda y Cerro Ventana y desde allí, esporádicamente, hacia el suroeste ya fuera de la Hoja.

En el cerro Tejedor la parte cuspidal de la unidad es tobácea. Comienza por cinco metros de tobas muy afectadas por el contacto con el basalto, por el que adquieren un color rojo ladrillo en el metro superior, ocre a ocre anaranjado en el resto, una estructura prismática notoria y marcado endurecimiento. Siguen

más de 20 m de tobas y tobas finas terrosas de color gris, macizas y sin ningún tipo de estratificación. Son vítreas y en forma aislada presentan nódulos silíceos gris oscuros.

El perfil continúa con 20 m cubiertos, pero que por el derrubio podría tratarse de tobas similares, y por debajo arenas amarillentas de grano fino a mediano, totalmente sueltas.

Estas psamitas gris amarillentas, muy friables a casi sueltas, totalmente cubiertas por su propio regolito, forman los escasos asomos observables en el faldeo oriental de la meseta del Puma.

Espesor

El espesor estimado en la comarca supera los 300 m, pero no se observó una columna completa donde pueda ser medido con exactitud. Hacia el este (faldeos del cerro Tejedor) es de unos 75 metros.

Ambiente de depositación

La Formación Santa Cruz es una unidad típicamente continental, propia de un ambiente de planicie aluvial distal.

La repetición cíclica de bancos lenticulares de areniscas y pelitas, a veces con evidencia de paleosuelos, y las estructuras asociadas indican que los depósitos santacrucenses son resultado de un ambiente de sedimentación fluvial meandriforme, predominando la facies de llanura de inundación respecto a la de canales. La primera, representada por pelitas y areniscas finas, se caracteriza por el abundante contenido de montmorillonita, que resultaría de la alteración de ceniza volcánica aportada durante la sedimentación. En esta facies se han colectado la mayoría de los fósiles de vertebrados. Los restos paleontológicos, que incluyen trozos de madera silicificada, indicarían para de Barrio et al. (1984) un ambiente de sabana arbolada.

Las areniscas, levemente granodecrecientes y con estratificación planar y entrecruzada alternantes, representan los depósitos de barra en estolón (*point bar*). En general no contienen fósiles y los pocos restos de troncos y huesos observados están muy mal conservados.

La presencia de materiales piroclásticos es indicativa de un vulcanismo contemporáneo en áreas ubicadas en la Cordillera Patagónica, la cual, al estar en proceso de levantamiento, era a su vez el área de aporte de los materiales clásticos. En la región cordillerana se han mencionado espesores de hasta 800 m y un mayor porcentaje de sedimentos de granulometría más gruesa.

Paleontología

La Formación Santa Cruz se caracteriza por el abundante contenido de restos de mamíferos, los cuales fueron observados por primera vez por Darwin (1846) en la desembocadura del río Santa Cruz. Posteriormente, Ameghino (1889) describió e ilustró la colección de restos de vertebrados obtenida por su hermano, durante los viajes de estudio a la Patagonia. Scott y Sinclair (en Feruglio, 1949) realizaron varios trabajos describiendo otra importante colección obtenida por Hatcher al recorrer parte de la región santacrucense.

Investigaciones más recientes de los mamíferos santacrucenses fueron realizadas por Marshall (1976), Marshall y Pascual (1977), Marshall et al. (1977) y de Barrio et al. (1984).

En varias localidades de la Hoja se recolectaron restos, entre los cuales se reconocen (Pascual, en Marín, 1984), *Nesodon* sp., *Interatherium* sp., *Protypotherium* sp., *Propalaeoplophorus* sp., *Prolagostomus* sp., *Thesodon* sp.

Relaciones estratigráficas

Ya desde los tiempos de Feruglio (1949) se establece una relación de concordancia y pase gradual entre los depósitos de la ingresión patagónica y los continentales de la Formación Santa Cruz. El pasaje se ubica en forma convencional en el último nivel de arcilitas portadoras de *Ostrea hatcheri* Ort. Para la comarca y áreas vecinas, dicho pasaje transicional fue corroborado por Ramos (1982), Marín (1982, 1984) y de Barrio (1984). Al este de estancia Barranca Alta y en las cercanías de la sierra Oveja es donde mejor se observa esta relación.

Con respecto a su techo, está cubierta en relación de discordancia erosiva por basaltos del Mioceno medio, por los depósitos conglomerádicos de la Formación La Ensenada (Ramos, 1982) del Mioceno superior más bajo, y por otros basaltos asignados al Mioceno superior (Basalto Strobel) y Plioceno inferior (Basalto Cerro Tejedor).

Edad

La asociación faunística corresponde a géneros característicos de la Edad-Mamífero Santacrucense de Pascual et al. (1965), a la que se le asigna una edad del Mioceno inferior. Dicha edad fue confirmada por dos dataciones radimétricas sobre tobas, de $21,7 \pm 0,3$ Ma y $18 \pm 0,2$ Ma, obtenidas una al norte de Río Gallegos y la otra en Monte León (Marshall et al., 1977).

2.2.2.1.2. Mioceno medio

Basalto Gregores

Basaltos olivínicos

Antecedentes

Se incluyen dentro de esta denominación (Marín, 1984; Sacomani, 1984) a un conjunto de coladas basálticas que se encuentran en el sector suroccidental del área, al norte de la localidad de Gobernador Gregores.

Fueron primero descriptos en sus aspectos geológicos por Marín (1982), quien les dio el nombre formal en un informe posterior (Marín, 1984), y comparados en sus características y relaciones geológicas con otros ciclos basálticos cenozoicos del oeste del Macizo del Deseado por Sacomani (1984). Nullo et al. (1993) dieron detalles petrográficos y análisis químicos de estas lavas.

Distribución areal

En la Hoja, el Basalto Gregores forma una abrupta barda subvertical inmediatamente al norte y nordeste de la ciudad del mismo nombre, que se extiende hasta el sector al sur del cerro 1 de Abril. También fueron asignados a este ciclo los basaltos que en la esquina noroccidental se encuentran en el faldeo sur de la meseta del Once, en la cumbre del cerro Guascho y al oeste de la gran meseta del Puma.

Litología

Esta unidad está integrada por varios pulsos lávicos, el más antiguo de los cuales se halla al este de Gobernador Gregores, en el borde oriental del cañadón León. Unos 10 km al este, se presenta una sucesión de coladas que, en conjunto forman un abrupto desnivel de 30-40 m, con disyunción columnar irregular.

En la localidad tipo forman una empinada barda subvertical en la que, además de la disyunción columnar, es también notable una estructura subhorizontal (diaclasamiento) que separa a la roca en láminas de 10 a 30 centímetros de espesor.

El espesor máximo de la unidad en ese lugar es de 40 m, y está dado por la superposición de varias coladas, con espesores individuales de dos a 15 m, de las cuales la superior y más espesa (hasta 15 y más metros) es la que forma una pared continua muy escarpada y visible desde gran distancia, en la que son frecuentes los fenómenos de remoción en masa. El espesor de la unidad disminuye sensiblemente hacia el límite occidental de la meseta, al suroeste de la estancia Alta Vista.

Al norte de los afloramientos principales se tienen pequeñas coladas muy disectadas, con espesores que varían entre los dos y siete metros, e inclinaciones de 3 a 8° al sur. Una se ubica a la latitud de estancia Alta Vista; otras se encuentran al este del cerro Negro y al este de estancia Barranca Alta. Más al norte, en cercanías del puesto El 17, se observan basaltos de aproximadamente 30 m de espesor, que cubren sedimentitas santacrucenses. Las coladas allí inclinan hacia el sureste siguiendo el paleorrelieve, hasta alcanzar la meseta más alta, donde están cubiertas por conglomerados de la Formación La Ensenada.

Cada una de las coladas está compuesta por una sección principal que es maciza a microvesicular, marcadamente diaclasada tanto vertical como horizontalmente, y una sección superior de aproximadamente 1,5 metros de espesor en que el basalto es muy vesicular y de color negruzco morado. En los 30 centímetros superiores, por su parte, la vulcanita es ya escoriácea y de coloración rojiza por oxidación.

La roca que compone la sección principal es un basalto olivínico melanocrático, macizo o microvesicular salvo en algunos sectores donde se observan cavidades esféricas aisladas que no superan el centímetro de diámetro.

Son basaltos poco a medianamente porfíricos, con grandes fenocristales de minerales félicos (olivina) de hasta 15 mm (promedio 2 a 6 mm), y otros más pequeños de plagioclasas blanquecinas euhedrales, de 5 mm de longitud máxima, en una base afanítica de grano fino; la misma está integrada, al microscopio, por tablillas de plagioclasa no orientadas y cristales de olivina, minerales opacos y piroxenos.

Una característica de estas lavas es la presencia de nódulos de dunita, que por lo común son de uno a dos centímetros de diámetro pero que en casos llegan a los 20 centímetros. Están compuestos fundamentalmente por forsterita y magnetita (Nullo et al., 1993). En algunas ocasiones, como en cercanías del puesto El 17, los nódulos se han separado del basalto por meteorización de éste y se concentran como depósitos modernos, formando aglomerados gris negruzcos integrados por fragmentos de basalto hasta tamaño bloque, numerosos nódulos de todo tamaño, y escasos clastos de rocas jurásicas, en una base limolítica a arenosa muy fina.

Las variedades vesiculares, por su parte, están caracterizadas por cavidades subesféricas o elípticas de 2 a 10 mm de diámetro, ocasionalmente rellenas o recubiertas por material blanquecino terroso.

En los afloramientos de la esquina noroeste de la Hoja, se observa una colada de dos metros de espesor,

la cual no presenta la separación en varias secciones, sino que es bien vesicular hasta amígdaloide en todo su espesor. Únicamente en partes la zona basal es algo más escoriácea y mayor el grado de alteración, por lo que el basalto es gris amarillento.

La roca tipo es un basalto olivínico negruzco, de aspecto fresco y de grano fino, poco porfírico. Las cavidades son subesféricas excepto las amígdulas de mayor tamaño, que son de formas irregulares, de hasta 5 cm de longitud por un centímetro de ancho, rellenas por carbonato de calcio de alta cristalinidad en el núcleo de la estructura.

Ni en la localidad tipo de Gobernador Gregores ni en el sector noroccidental se han reconocido las bocas de emisión de estas efusiones.

Relaciones estratigráficas

Las coladas del Basalto Gregores se derramaron ocupando las depresiones de un paleorrelieve labrado en la Formación Santa Cruz del Mioceno inferior. Fueron cubiertas por los conglomerados de la Formación La Ensenada, de edad miocena superior basal, por las gravas de la Formación Alta Vista, atribuida al Mioceno más alto, y por basaltos más jóvenes, pliocenos.

La colada más antigua mencionada, de 10 m de espesor máximo, suprayace a sedimentitas santacrucenses y está parcialmente cubierta por depósitos fluviales de la Terraza I del río Chico, del Plioceno inferior.

En la región patagónica extraandina, Hatcher (1897) observó numerosos cráteres que atravesaban las capas santacrucenses inferiores, aunque sin perturbar la sección más joven, y consideró la probable existencia y actividad de estos cráteres antes y durante la sedimentación de la Formación Santa Cruz, los cuales habrían originado gran parte del material piroclástico de las capas más tardías del santacrucense.

Esta probabilidad se planteó con respecto al Basalto Gregores, el cual cubre pelitas santacrucenses y hacia el norte y oeste desaparece bajo depósitos de asentamientos basálticos, provenientes de la meseta más elevada cubierta por basaltos más jóvenes que, en parte también cubren a la Formación Santa Cruz. Pero considerando que en los alrededores del puesto El 17, el Basalto Gregores infrayace a los depósitos psefiticos de la Formación La Ensenada y al Basalto Strobel, con un desnivel menor debido al incremento original de la pendiente de la colada, se concluye que el Basalto Gregores se derramó ocupando las partes deprimidas de un paleorrelieve labrado en el «santacrucense».

Edad

No se tienen en la Hoja dataciones radimétricas para las coladas lávicas del Basalto Gregores. No obstante, las relaciones estratigráficas de estos basaltos, por encima de las sedimentitas del Mioceno inferior y por debajo de los depósitos de la Formación La Ensenada del Mioceno superior más bajo, permitieron a Marín (1984), Sacomani (1984) y Nullo et al. (1993) ubicarlos entre el Mioceno inferior alto y el Mioceno Medio. Posteriormente, Gorrington et al. (1995) presentaron dos dataciones sobre basaltos ubicados pocos kilómetros al oeste, pero correlacionables con el Basalto Gregores, con edades del Mioceno medio ($12,42 \pm 0,36$ Ma al este de la policía de Tamel Aike, y $11,72 \pm 0,08$ Ma en el cerro Las Horquetas).

Es probable que la generación de estas coladas y filones esté temporalmente relacionada con el magmatismo responsable del emplazamiento de los stocks del Granito Fitz Roy (Nullo et al., 1978) de edad miocena inferior (18 ± 3 Ma, K-Ar sobre roca total) y de las dioritas cuarcíferas del cerro Payne (Chile), para las que Halpern (1973) obtuvo valores de edades (Rb-Sr sobre biotita y K-Ar sobre roca total) que oscilan entre 12 ± 2 y 13 ± 1 Ma, respectivamente.

2.2.2.1.3. Mioceno superior

Formación La Ensenada

Gravas muy gruesas, escasa matriz arenosa

Antecedentes

Se incluye en esta unidad (Ramos, 1978, 1982) al manto de gravas arenosas que cubre a las mesetas más elevadas del área, correspondiente al primer nivel de rodados.

El nombre fue propuesto para el área situada al norte y nordeste del lago Cardiel. Fue mantenido por Marín (1984) para el sector de Gobernador Gregores, mientras que de Barrio (1984) usó el nombre de Formación La Cañada para el manto de gravas aflorante en la meseta del Once.

Por su parte, Panza y de Barrio (1987, 1989) utilizaron la denominación de Formación Cordón Alto para los depósitos del primer nivel de rodados que conforman las mesetas más elevadas al oeste de Puerto San Julián. Posteriormente, Panza e Irigoyen (1995), en base a estudios regionales y a la observación de imágenes satelitales, establecieron una continuidad física entre los niveles aterrizados cubiertos por depósitos de gravas presentes en la región de Gobernador Gregores, con los situados en el área de Puerto San Julián.

De estos últimos, los depósitos del nivel superior (Formación Cordón Alto) son equivalentes a los que conforman la meseta ubicada al sureste de Gobernador Gregores, la cual es, por su parte, correlacionable con la situada al norte del lago Cardiel, localidad tipo de la Formación La Ensenada.

Estos depósitos de gravas aterrizadas forman parte de los que en la literatura geológica se conocen como «Rodados Patagónicos» o «Rodados Tehuelches», conocidos ya desde el siglo pasado, los cuales suscitaron las más variadas opiniones y controversias en cuanto a su génesis. Una amplia y completa síntesis de las investigaciones anteriores sobre estos depósitos puede encontrarse en Feruglio (1950) y en Fidalgo y Riggi (1965, 1970).

No se utiliza aquí la denominación de Rodados Patagónicos por tratarse de un nombre que no comprende a una única unidad geomorfológica o geológica mapeable en todo el ámbito patagónico, sino que abarca a numerosas unidades correspondientes a distintos orígenes y quizás de distinta edad.

Distribución areal

La Formación La Ensenada aflora en la mitad occidental de la Hoja Gobernador Gregores, sobre todo en las mesetas de Cali (donde se encuentran los afloramientos más extensos entre las estancias Ocho Hermanos y La Coronel), de Molinari, del Once y Central o del Martillo-El Puma. En los bordes de esta última planicie, sobre todo al oeste y al norte, apenas se destacan estos depósitos entre los materiales de asentamiento basáltico.

Litología

En todos los casos se trata de un manto subhorizontal continuo, siendo el depósito un agregado poco consolidado de gravas de granulometría muy gruesa hasta guijarro, con un espesor que supera los cinco metros, pero que usualmente varía entre tres y cuatro metros. La formación de taludes al actuar la erosión y la remoción en masa sobre los afloramientos de la unidad impide la observación directa de los contactos con la roca de base y la medición de espesores totales.

Se constituyen depósitos tabulares que se disponen siguiendo una pendiente regional hacia el este, con una máxima altura de 700 a 725 m sobre el nivel del mar en las mesetas del Once y de Molinari, entre 650 a 675 m en la meseta Central y el borde occidental de la meseta de Cali, y valores mínimos de 400 m al oeste de la estancia La Coronel.

El depósito consiste en un conglomerado polimíctico muy grueso, poco consolidado, en gene-

ral de esqueleto abierto, compuesto por hasta 70% de rodados en una matriz tamaño arena mediana de color gris a gris castaño, siendo ésta la coloración general del afloramiento.

La estratificación es grosera, con alternancia irregular de bancos de grava mediana y gruesa, e intercalaciones lentiformes de areniscas gruesas inconsolidadas, de color gris oscuro.

Los rodados son subangulosos a subredondeados y de formas proladas a discoidales, presentan buena a moderada selección, predominando los tamaños entre tres y seis centímetros, con máximos de cinco a ocho centímetros, aunque también se han encontrado bancos lenticulares de clastos de hasta 20 centímetros. La litología de los mismos es variada; los más abundantes son de metamorfitas, siguen los de vulcanitas mesosilíceas y ácidas, y en menor proporción de rocas graníticas muy alteradas, ignimbritas y tobas. Esto evidenciaría que el área de aporte fue la actual región cordillerana. Los clastos están aglutinados por una matriz arenosa, más abundante en los afloramientos orientales, y por un incipiente cemento calcáreo de distribución heterogénea.

Ambiente de depositación

Los niveles psefíticos de la Formación La Ensenada podrían ser los depósitos distales del primer nivel de agradación pedemontana, formado por coalescencia de abanicos aluviales. El mismo se desarrolló con posterioridad a la fase principal de ascenso de la Cordillera, o sea a la Fase Quéchuica, ocurrida entre los 10 y 8,8 Ma (Ramos, 1982), y cubrió un paisaje elaborado fundamentalmente sobre sedimentos arcillosos y areniscosos de la Formación Santa Cruz.

Relaciones estratigráficas y edad

Las gravas de la Formación La Ensenada cubren en relación de discordancia erosiva a los depósitos continentales de la Formación Santa Cruz del Mioceno inferior o a las lavas del Basalto Gregores del Mioceno medio, y están cubiertas en igual relación por las coladas del ciclo basáltico del Mioceno superior (Basalto Strobel), así como por otras de episodios más modernos (basaltos del Plioceno y del Cuaternario).

En su localidad tipo de la estancia La Ensenada, al nordeste del lago Cardiel (Ramos, 1982) la colada del Basalto Strobel situada por sobre el contacto tiene una edad de $8,6 \pm 0,6$ Ma, lo que ubica a la Formación La Ensenada en el Mioceno superior más bajo.

Basalto Strobel

Basaltos olivínicos, escasos pórfiros basálticos

Antecedentes

Corresponden a este episodio volcánico básico (Ramos, 1978, 1982) las coladas que cubren las altas planicies de las mesetas situadas al norte, sur y suroeste de Gobernador Gregores y al este del valle del río Chico.

La denominación formacional fue propuesta por Ramos (1978) para la meseta homónima situada al suroeste de la comarca, y utilizada por Marín (1982, 1984) para el área de Gobernador Gregores y por Panza (1986) para las mesetas al oeste del paraje La Manchuria.

Son también sincrónicos con el Basalto Belgrano (Riggi, 1957) y equivalentes, ubicados en el Mioceno superior en base a dataciones radimétricas. Esta denominación fue utilizada por de Barrio (1984) para los afloramientos de la meseta del Once.

Desde el punto de vista geoquímico y tectónico, fueron analizados por Ramos y Kay (1992) y por Gorring et al. (1995), quienes aportaron asimismo varias dataciones radimétricas.

Distribución areal

Las coladas del Basalto Strobel forman las altas mesetas del Once, de Peicovich, de La Flora-El Puma-El Martillo, de Molinari y de Cali, todas ubicadas en la mitad occidental de la Hoja.

Litología

Estas extensas planicies mesetiformes se caracterizan por una superficie relativamente uniforme cubierta por bloques con abundante material arenoso fino intersticial entre los mismos, que está recortada por numerosas depresiones cerradas, algunas ocupadas por lagunas de aguas permanentes.

El borde de estas mesetas es una abrupta y continua barda subvertical, casi siempre muy escarpada, y visible desde grandes distancias. En buena parte de sus perímetros se observan fenómenos de remoción en masa (asentamientos), en general poco modelados por la erosión posterior. La disyunción columnar está casi siempre bien desarrollada.

La pendiente regional del Basalto Strobel es hacia el este y sureste, coincidiendo a veces, con una disminución del espesor, el cual oscila entre 2 y 50 m, debido a la intensidad y extensión variables de los numerosos pulsos lávicos que lo integran.

En la parte que aquí se describe se observan una o varias coladas con un espesor individual oscilante

entre los dos y diez metros. Ramos (1982) ha citado espesores de conjunto de 20 a 50 m para el área situada al poniente, debido a la superposición de numerosas coladas.

En la meseta Central (La Flora-El Martillo-El Puma), el espesor es variable; en los bordes occidentales de la meseta, donde se observa una disyunción columnar grosera, en general no es mayor de 10-15 m, aunque en algunas depresiones como la laguna al este del cerro Colorado y otra al este del cerro El Martillo, se pueden apreciar espesores superiores a los 30 m, individualizándose por lo menos tres coladas. En la meseta al oeste de la estancia La Flora, se observó el mayor espesor de toda la meseta, 45-50 m, con más de ocho coladas (hasta 14), de 3 a 8 m cada una.

Se han conservado los centros de emisión de estas lavas, tratándose de aparatos volcánicos actualmente muy desmantelados por la erosión. Muchos de ellos son accidentes orográficos destacados en el relieve de la comarca, como los cerros Trinkil Aike, El Puma, Negro, El Martillo, Colorado y Alto. Se incluyen además, los cuerpos intrusivos o necks del Cerrito (al este de Gob. Gregores), los de la sierra Oveja, y los ubicados al oeste de estancia La Flora y al este de estancia La Vega, que se interpretan como chimeneas volcánicas desmanteladas de los basaltos de este ciclo.

En algunos sectores de los volcanes, en particular en sus bordes, pueden observarse brechas volcánicas de color castaño a rojizo y aspecto bastante alterado, formadas por bloques de basaltos de hasta 20 cm de diámetro. En las vecindades de los aparatos volcánicos es característica la presencia de grandes cantidades de material piroclástico, principalmente como bombas y bloques de todo tamaño.

Las coladas del Basalto Strobel incluyen una sección superior de poco espesor (medio a un metro) que es muy vesicular hasta amigdaloides y de aspecto alterado. En la misma se observan grandes cavidades redondas a ovoidales, y en ocasiones algunos canalículos.

La sección central es la más importante por su espesor (tres a seis metros en las coladas más potentes). Es maciza pero puede llegar a ser a veces microvesicular a poco vesicular, con cavidades pequeñas (hasta 4 mm) de formas redondeadas. En ocasiones presenta hiladas horizontales de vesículas redondas o bien canalículos también horizontales. En muchas partes se meteoriza en pequeños cuerpitos subesféricos, presentando la roca un aspecto mucho más alterado y también menor compacidad. Está caracterizada por una marcada disyunción vertical,

con formación de grandes prismas de hasta 1,5 m de lado y con superficie rojiza debido a la pigmentación ferruginosa y a la presencia de líquenes de ese color.

Completa el perfil vertical una sección inferior, de 2 a 2,5 metros, muy laxa debido a un marcado lamamiento subhorizontal que produce lajas irregulares de 5 a 30 cm de espesor. En esta sección el basalto es macizo a microvesicular y casi siempre fresco, salvo en los 0,15 m inferiores que pueden ser escoriáceos y de aspecto muy alterado. Suele observarse abundante material carbonático blanquecino pulverulento tapizando a la superficie de las lajas.

La roca característica de este ciclo lávico es un basalto olivínico gris oscuro a negro, casi siempre poco a medianamente porfírico y de tamaño de grano algo grueso. Está compuesto por fenocristales de olivina frescos o algo alterados en material rojizo, y otros más escasos de plagioclasa, que en casos pueden llegar a los dos milímetros. En ocasiones se observan pequeños nódulos de olivina de hasta tres centímetros. Algunas pocas cavidades, siempre redondas, se encuentran tapizadas o rellenas por material carbonático blanquecino a gris rosado.

Cuando las coladas son de poco espesor (hasta dos metros) o en los casos en que se observa una única colada, ésta es casi siempre muy vesicular a amigdaloides, como la sección superior de las lavas más espesas. Solamente en algunos sectores del manto hay partes de grano más fino, microvesiculares.

En los intrusivos ubicados al oeste de la estancia La Flora la roca tipo es un pórfido basáltico, que en su pasta contiene además, escaso feldespato alcalino. Al este de estancia La Vega se presenta un gabro olivínico, en forma de remanentes aislados y un pequeño dique NO-SE, poco expuesto. La muestra del afloramiento de mayor expresión es de color gris y textura granular de grano grueso, compuesta por plagioclasa tabular de hasta 6 mm y abundantes mafitos de igual o menor tamaño.

Ambiente

Se trata de efusiones lávicas básico-alcalinas producidas por erupciones del tipo central y no fisural, ya que se conservan algunas de las bocas de emisión. Se asocian a períodos de distensión de la corteza después de otros de fuerte compresión, y son debidos a fisuración cortical profunda.

Relaciones estratigráficas

El Basalto Strobel cubre en discordancia a las Formaciones Santa Cruz del Mioceno inferior y La

Ensenada del Mioceno superior más bajo (Ramos, 1982), y es cubierto por la Grava La Flora (Marín, 1982) del Mioceno superior más alto. Basaltos de edad pliocena inferior (Basalto Cerro Tejedor) y pliocena superior a pleistocena (Basalto La Angelita) suprayacen también al Basalto Strobel en las mesetas de Cali y del Puma.

Edad

Para basaltos de la localidad tipo y alrededores del lago Cardiel, Ramos (1982) realizó dataciones radimétricas por el método K-Ar sobre roca total, obteniendo valores que oscilan entre los $8,6 \pm 0,6$ y los 6 ± 1 Ma, es decir, correspondiendo al Mioceno superior. Por su parte, Gorring et al. (1995) agregan tres dataciones sobre basaltos de la Hoja Gobernador Gregores: $9,39 \pm 0,55$ Ma en estancia La Calandria (meseta Peicovich) y $8,57 \pm 0,03$ Ma y $9,19 \pm 0,17$ Ma en la parte norte de la meseta de Cali, al oeste de estancia La Flecha.

Estos valores son totalmente coincidentes con muchos de los obtenidos para el Basalto Belgrano y equivalentes, ubicados entre el Mioceno superior y el Plioceno más bajo (Ramos et al., 1982).

Por su parte, la emisión de estas lavas básicas sería sincrónica con la fase magmática responsable del emplazamiento, en el sector cordillerano, del stock del Granito San Lorenzo, de $8,8 \pm 6,1$ Ma (Ramos et al., 1982).

2.2.2.2. Mioceno superior-Plioceno inferior

Con posterioridad a la depositación de las gravas de la Formación La Ensenada, correspondientes a un primer nivel de agradación pedemontana, y a la emisión de los basaltos del Mioceno superior (ciclo del Basalto Strobel), se reconocen en la comarca en estudio otros varios niveles de depósitos psefíticos aterrazados dentro del Mioceno superior más alto y hasta el techo del Plioceno inferior. Los mismos se desarrollan principalmente en el sector suroriental de la Hoja, al sureste y norte de Gobernador Gregores.

También en estos casos se trata de un conjunto de mantos de gravas arenosas a los que se los conoce como «Rodados Patagónicos» o «Rodados Tehuelches». Estos depósitos dieron origen a las más variadas opiniones en cuanto a su génesis, ya que distintos autores expusieron argumentos tendientes a demostrar su formación a partir de procesos vinculados a acción fluvial, glacial o marina. Una síntesis de las investigaciones anteriores sobre los Rodados Patagónicos puede encontrarse en Feruglio (1950) y en

Fidalgo y Riggi (1965, 1970). Estos dos últimos trabajos son los primeros estudios enfocados con criterios geomórficos y sedimentológicos.

Al igual que para la Formación La Ensenada, tampoco se utiliza aquí la denominación de Rodados Patagónicos.

Por el contrario, se ha identificado a las Formaciones Pampa de la Compañía (Panza y de Barrio, 1987; Panza e Irigoyen, 1995), La Flora (Marín, 1984), Alta Vista (Marín, 1984), Mata Grande (Panza, 1995a, 1995b), y La Avenida (Marín, 1982; Panza, 1982, 1995a, 1995b), esta última situada en el nivel altimétricamente más bajo y por lo tanto la más joven de las demás.

Con respecto a alguna de estas unidades, se comparte el criterio de Fidalgo y Riggi (1965, 1970) de considerar que los «Rodados Patagónicos», al menos parcialmente, forman parte de unidades geomórficas del tipo de los pedimentos. Diversos factores que se dan en la comarca, tales como la presencia de capas sedimentarias subhorizontales fácilmente disgregables, son propicios para la elaboración de pedimentos. Contribuyeron a la dispersión de estos depósitos, de acuerdo con Fidalgo y Riggi (1970), procesos relacionados con pedimentación, acción fluvial y remoción en masa, descartándose en consecuencia el origen glacial o marino postulado por otros autores. En otros casos es innegable la génesis fluvial de los depósitos psefíticos, como por ejemplo para las Formaciones Pampa de la Compañía y La Avenida.

2.2.2.2.1. Mioceno superior

Formación Pampa de la Compañía

Gravas gruesas; escasas arenas

Panza y de Barrio, (1987) aplicaron esta denominación al manto de gravas gruesas con matriz arenosa, así como más escasas arenas, que cubre la planicie mesetiforme que se encuentra situada entre el Cordón Alto y la Loma Zapatero al oeste de Puerto San Julián, al sur de la comarca. En la Hoja del mismo nombre (Panza e Irigoyen, 1995), la unidad se extiende como una larga franja de 12 a 14 kilómetros de ancho desde cercanías de la costa atlántica hacia el oeste, continuando en la Hoja Gobernador Gregores hasta el área de las estancias 17 de Marzo, La Coronel, Manantial Espejo y Ocho Hermanos.

En esta última, la meseta tiene una suave pendiente regional hacia el este, con un máximo topográfico de 425 m.s.n.m. en su extremo oeste y una cota mínima de 350 m en el este.

Son depósitos castaño grisáceos casi siempre poco consolidados, gruesos, constituidos por rodados bien redondeados, en general prolados a equidimensionales, de hasta 10 cm de diámetro pero con un tamaño promedio de dos a cuatro centímetros. Tienen esqueleto abierto, con un 60 % de fenoclastos en una matriz arenosa mediana de color castaño grisáceo, que a veces se hace dominante disponiéndose en pequeñas lentes de uno a tres centímetros de potencia en las que se observan pocos rodados sueltos. Se encuentra asimismo cemento calcáreo terroso pulverulento ocupando espacios intersticiales o bien como pátina alrededor de los clastos; puede llegar a ser abundante, pero siempre los clastos se separan del cemento y se disponen al pie de los afloramientos como un pavimento suelto.

En estos depósitos, casi siempre mal seleccionados, no se ha observado ninguna estructura ni orientación de los fenoclastos, pero no debe olvidarse que los afloramientos están muy cubiertos y los cortes naturales son prácticamente inexistentes, por lo que no debe descartarse la presencia de estructuras.

Entre los fenoclastos predominan fragmentos de vulcanitas e ignimbritas grises, castañas y moradas, de naturaleza ácida e intermedia, pero también hay trozos de cuarzo y calcedonia, de muy escasos basaltos y algunos de rocas del basamento ígneo-metamórfico.

Se trataría también, por lo menos en parte, de depósitos de probable génesis fluvial, como ya fuera considerado para la comarca al este (Panza e Irigoyen, 1995) por su disposición encauzada entre mesetas más altas correspondientes a la Formación Cordón Alto. La observación a escala regional (Panza et al., 1994) sugiere la posibilidad de que se trate de sedimentos fluviales depositados en un paleovalle del río Chico, el cual en esos momentos desembocaba en el océano Atlántico a la latitud de Puerto San Julián. No se descarta, sin embargo, la actuación de procesos vinculados con pedimentación en la génesis de estos depósitos.

Relaciones estratigráficas y edad

Se dispone en discordancia erosiva sobre lavas básicas atribuidas al Basalto Strobel y está adosada a los niveles de la Formación La Ensenada pero topográficamente más abajo, por lo que es más joven que éstos.

Esta unidad fue asignada tentativamente al Pleistoceno inferior a medio por Panza y de Barrio (1987, 1989). Dichos autores la homologaron con la Formación La Avenida (Marín, 1982; Panza, 1982). Posteriormente, Panza e Irigoyen (1995) la asignaron tentativamente al Plioceno inferior al establecer la

continuidad física con los depósitos psefíticos del sector en estudio, ligeramente más jóvenes que las lavas del Basalto Strobel del Mioceno superior.

Sin embargo, la ubicación en el Plioceno superior de las lavas del Basalto La Angelita (antes asignadas al Pleistoceno inferior a medio) en base a dataciones aportadas por Gorrington et al. (1995), lleva a aumentar la edad de las gravas de la Formación Pampa de la Compañía, llevándola al Mioceno superior más alto.

Grava La Flora

Gravas y gravas arenosas

Marín (1984) propuso esta denominación para los depósitos de gravas y gravas arenosas expuestas al noroeste de la estancia La Flora. El afloramiento, de formas suaves, está profundamente disectado por erosión posterior, encontrándose en partes sus componentes retrabajados, conformando un pedimento de flanco desarrollado en los niveles más bajos.

Litología

Estos depósitos están constituidos por un agregado inconsolidado de guijarros redondeados, inferiores a los seis centímetros de diámetro promedio, incluidos en una matriz arenosa. Excepcionalmente se observan guijones y bloques, también redondeados. Los clastos son de metamorfitas, vulcanitas mesosilíceas a ácidas y basaltos.

No se encontró ningún corte natural que permita observar el espesor real, la composición porcentual de los clastos y la presencia de estructuras en estos depósitos.

Situados a una altura máxima cercana a los 800 m sobre el nivel del mar, tienen una suave pendiente regional hacia el nor oeste, hacia el valle del río Chico.

Ambiente de depositación

Estos depósitos constituyen un remanente de erosión de una pequeña altiplanicie, de cuyo origen no se tienen evidencias certeras. Auer (1970) menciona estos afloramientos como de till estratificado, sin explicar el porqué de tal asignación. No se comparte totalmente esta idea, ya que no existen evidencias de actividad glacial en la comarca y los depósitos más cercanos de ese origen, morénicos, están ubicados 150 km al nornoroeste.

Es probable que los depósitos de la Grava La Flora sean el resultado de un nuevo evento de agradación pedemontana, similar al de Formación La Ensenada y de edad posterior.

Relaciones estratigráficas

Los depósitos de la Grava La Flora cubren a sedimentitas de la Formación Santa Cruz, a basaltos del ciclo del Strobel y a conglomerados de la Formación La Ensenada. La relación con el basalto se puede observar al oeste del cerro Colorado de Pejcovic y en la mesita basáltica al oeste de estancia La Flora, sobre la cual también se presenta un remanente de las gravas. El contacto con las psefitas de la Formación La Ensenada está en partes obliterado por el material en tránsito de las mismas gravas, que junto con los clastos del conglomerado más antiguo son redepositados en niveles topográficos inferiores.

Edad

Los depósitos de Grava La Flora suprayacen al Basalto Strobel, asignado al Mioceno superior según las dataciones de Ramos (1982). En base a las relaciones mencionadas y ante la ausencia de datos más precisos, Marín (1984) le asignó edad posmiocena superior a pleistocena inferior a esta unidad.

En este informe se estima una posible correlación temporal entre las gravas en cuestión y los depósitos en parte fluviales de la Formación Pampa de la Compañía, por lo que se les otorga, si bien en forma dubitativa, una edad del Mioceno superior más alto.

Formación Alta Vista

Arenas medianas y gravas finas a medianas

Bajo la denominación de «Depósitos aterrazados Alta Vista», Marín (1984) agrupó a un conjunto de sedimentos desarrollados en el sector norte y medio de la meseta al norte de Gobernador Gregores, desde cercanías de la estancia Alta Vista hasta más al este de la estancia Barranca Alta. Los afloramientos de estos depósitos se presentan disectados en buena parte, por lo que los más reducidos no se volcaron al mapa por razones de escala.

Con una pendiente regional hacia el sur y sureste, tienen una cota promedio entre los 500 y 525 m sobre el nivel del mar, si bien los afloramientos más elevados, al sur del puesto del 17, están entre los 575 y 650 metros.

El espesor de las gravas es delgado, alcanzando como excepción los dos metros.

Estos depósitos están constituidos por arenas medianas, arenas limosas y gravas de grano fino a mediano, con matriz arenosa. Son sedimentos muy

friables, por lo que están muy disectados por erosión fluvial y eólica, a tal punto que se enmascaran grandemente las relaciones con otras unidades.

Relaciones estratigráficas y edad

Se presentan cubriendo a sedimentos finos de la Formación Santa Cruz y a coladas del Basalto Gregores. Por su parte, el Basalto Barranca Alta (Marín, 1984), aquí asignado al ciclo del Basalto La Angelita, de edad pliocena superior, es posterior a estos depósitos aterrazados. El carácter friable de estos sedimentos (los fuerte vientos de la región transportan sus componentes más livianos sobre los bordes de la colada), sin embargo, no permite observar con claridad las relaciones con el basalto.

Si bien en su oportunidad Marín (1984) asignó estos depósitos al Pleistoceno inferior a medio (?), se considera que se desarrollaron también durante el Plioceno superior, como consecuencia de una agradación que respondió a un nivel de base distinto que el que controló la depositación de la Grava La Flora, en este caso, el tramo este-oeste del paleo valle del río Chico.

2.2.2.2. Plioceno inferior

Formación Mata Grande

Gravas gruesas con matriz arenosa fina a mediana

Panza (1995a) denominó así a un conjunto de depósitos esencialmente psefíticos que se disponen como una extensa planicie mesetiforme en el sur de la Hoja 4969-II Tres Cerros, desde donde se extienden sin solución de continuidad hacia el oeste y el sur. El extremo occidental de esa planicie se observa entre la estancia 17 de Marzo y la ruta provincial 521, en el sureste de la Hoja Gobernador Gregores.

Se trata de un manto subhorizontal continuo, con un espesor que casi seguramente no excede los tres a cuatro metros. La formación de taludes dificulta la observación directa en la casi totalidad de los casos, enmascarando los contactos con la infrayacente Formación Monte León e impidiendo obtener valores de espesor totales. Se dispone siguiendo una muy suave pendiente regional hacia el este, con valores de cota variables entre los 325 y 300 m sobre el nivel del mar.

Son depósitos gruesos mal seleccionados, casi siempre poco consolidados, constituidos por rodados bien redondeados a subredondeados, de formas en general proladas a equidimensionales, de hasta diez centímetros de diámetro máximo pero con un

tamaño promedio de dos a tres centímetros. Tienen esqueleto abierto, con un 60% de fenoclastos, y una matriz arenosa fina a mediana de color gris castaño, así como también cemento calcáreo terroso pulverulento dispuesto en los intersticios o como pátina alrededor de los clastos. A raíz de la poca consolidación de los sedimentos, los clastos se separan y se disponen al pie de los afloramientos como un pavimento suelto que enmascara toda observación de los contactos o de las posibles estructuras internas del depósito. Los fenoclastos son predominantemente fragmentos de vulcanitas y piroclastitas ácidas a intermedias, así como trozos de cuarzo y calcedonia y otros muy escasos de basaltos.

Su génesis correspondería, por lo menos en parte, también a pedimentos posiblemente del tipo de flanco.

Relaciones estratigráficas y edad

La Formación Mata Grande cubre en discordancia erosiva a las piroclastitas de la Formación Monte León, en el bajo al este de la estancia 17 de Marzo, y se adosa a los depósitos de la Formación Pampa de la Compañía pero a un nivel topográfico inferior, por lo que es más joven.

En forma imprecisa, y hasta contar con mejores evidencias, se la asigna a la parte baja del Plioceno inferior.

Basalto Cerro Tejedor

Basaltos olivínicos

Antecedentes

Con esta denominación Sacomani (1984) se refiere a los basaltos olivínicos que constituyen la meseta y el cerro homónimo, ubicado poco al oeste del paraje La Manchuria. Panza (1986) usó el mismo nombre.

Fueron primero reconocidos por De Giusto (1957) quien bajo el nombre de «Rocas ígneas» los englobó junto con los demás basaltos de la comarca asignándolos al Cuaternario.

Distribución areal

El Basalto Cerro Tejedor aflora en la meseta del mismo nombre, en el sector centro-norte de la Hoja, en la meseta al oeste de las estancias La Sarita, 1 de Abril y hasta la estancia Barranca Alta, y al sureste de Gobernador Gregores en la meseta de Cali, donde constituye un campo lávico cuyos derrames ocupan una superficie de forma aproximadamente circular, de 20 por 25 kilómetros.

Litología

En el cerro Tejedor el manto lávico tiene una potencia que en los bordes de la meseta varía entre los dos y diez metros, conformando abruptas bardas subverticales, bastante empinadas, en todo el perímetro de la meseta. Esta es de forma subcircular, con un diámetro de unos siete kilómetros, y su superficie es muy irregular y recortada, con numerosos bajos sin salida, bardas de escasa altura y muy pequeñas lomadas.

La colada se caracteriza por presentar una sección superior muy vesicular a amigdaloides, con un espesor cercano al medio metro. La roca que la compone es un basalto olivínico negro, fresco, en el que se destacan vesículas esféricas o alargadas de grandes dimensiones (1 mm a 2 cm). Es bastante porfírico, con grandes fenocristales de olivina, de tres a ocho milímetros, en una base afanítica.

El sector central o principal se presenta con marcado lamamiento horizontal, con separación en lajas de hasta 10 cm de espesor; la disyunción columnar es incipiente y en muchos casos es típica la meteorización del basalto con formación de pequeños cuerpitos subesféricos de hasta dos centímetros de diámetro. La roca tipo es un basalto gris negruzco a negro, en muchos casos macizo o microvesicular; en ocasiones es algo vesicular, con algunas cavidades redondas o alargadas de uno a ocho milímetros. Texturalmente es algo porfírico, con grandes fenocristales de olivina frescos o algo alterados, de hasta un centímetro, en una base afanítica negra.

Un sector escoriáceo, de 0,20 a 0,30 metros, se encuentra en la base de la colada; se trata de un basalto muy vesicular, de color morado violáceo por su gran alteración.

En todos los casos se conservan las bocas de emisión de estos basaltos olivínicos, representados por conos de escorias casi siempre del tipo aportillado, que son formas prominentes en el relieve local. Se han identificado trece conos volcánicos, de los cuales los más conspicuos son el cerro Tejedor, de 848 m de altura y situado casi en el centro de la meseta, y el cerro 1 de Abril, actualmente muy disectado sobre todo en su ladera oriental.

El cerro Tejedor es un cono doblemente aportillado, con aberturas al noroeste y suroeste. Está compuesto por numerosos bancos de aglomerados volcánicos de tres a cinco metros de espesor individual, con algunas lavas basálticas intercaladas. Esto es claramente visible en el faldeo oriental del cerro, que es bastante empinado.

Los aglomerados volcánicos son de color gris rojizo a gris negruzco, y están muy alterados. Están

formados por grandes fragmentos subesféricos de basaltos muy vesiculares y muy alterados, griz negruzcos a morados, que apenas se destacan en la base gris oscura y con avanzado grado de alteración.

En todos los conos volcánicos se encuentran sueltos innumerables fragmentos de escoria y bombas volcánicas de color rojo ladrillo a morado. Son sumamente vesiculares y muy livianas, y los mayores tamaños llegan a los 25 cm; algunas son de los tipos «en corteza de pan» o en «bosta de vaca».

Relaciones estratigráficas

Los basaltos correspondientes a este ciclo plioceno inferior se disponen sobre los depósitos de la Formación Santa Cruz en los cerros Tejedor y I de Abril, del Basalto Gregores y de la Formación Alta Vista al suroeste de la segunda localidad, y de la Formación La Ensenada y el Basalto Strobel en la meseta de Cali.

En esta última localidad son cubiertos por derrames de lavas correspondientes al Basalto La Angelita y equivalentes.

Edad

Si bien no se dispone de dataciones radimétricas sobre estos basaltos, se los considera formando parte de un importante episodio basáltico alcalino de edad pliocena inferior, ocurrido entre los 4 y 5 millones de años, con numerosos representantes en la zona central y occidental de la provincia de Santa Cruz, al norte, oeste y sur del área en estudio, los que tienen características y relaciones geológicas muy similares a las del Basalto Cerro Tejedor.

Así, pueden asimilarse a las efusiones del Basalto Las Tunas (Ramos, 1982), con una edad de 5 ± 1 Ma, y a las del Basalto La Cueva (Ramos, 1982), con una edad de 4 ± 1 Ma, ambos aflorantes en el área del Lago Cardiel.

Por otra parte, basaltos de edad pliocena aparecen al sur de la comarca en sectores al norte del lago Viedma y en la meseta de la Vizcachas al sur del lago Argentino. En el primer sector, en las localidades del cerro Cangrejo y las mesetas Chica y Desocupada, dataciones radimétricas K/Ar han arrojado valores que van desde los 3,48 a los 4,3 Ma (Mercer et al., 1975), y en la Meseta de las Vizcachas de 4,5 Ma (reconociéndose aquí un volcanismo continuo desde el Plioceno hasta el Pleistoceno; Fleck et al., 1972).

Basaltos también asignados al Plioceno, con moderadas afinidades alcalinas, fueron reconocidos en el

plateau de la meseta del Lago Buenos Aires (Charrier et al., 1978).

El basalto Cerro Tejedor se correspondería asimismo con la Fase Efusiva Pliocénica de Ferello (1969).

En todos los casos están asociados a períodos de distensión y corresponden a una asociación basáltica alcalina producida por fisuración cortical profunda. Ramos et al. (1982) analizan aspectos del quimismo de los basaltos pliocenos, así como de algunos pequeños cuerpos intrusivos asociados y de los nódulos máficos y ultramáficos incluidos en los basaltos en varias localidades de la provincia.

Formación La Avenida

Gravas medianas a gruesas con matriz arenosa

Panza (1982, 1995a, b) se refiere con esta denominación al manto subhorizontal de gravas arenosas que como depósitos tabulares constituyen la planicie mesetiforme de mayor desarrollo en la comarca. La misma tiene una suave pendiente regional hacia el este, con un máximo topográfico de más de 350 m s.n.m. en el sector denominado del cañadón León, cerca de estancia La Flora, y una cota mínima de 250 m s.n.m. en el borde oriental de la Hoja.

Al igual que para la Formación Mata Grande, son depósitos tabulares bajo la forma de un manto subhorizontal continuo. Es difícil dar una idea exacta de los espesores de la unidad por la formación de taludes a expensas de la escasa consolidación de los depósitos. Teniendo en cuenta la altura máxima visible de la roca de base, se han medido espesores mínimos de uno a cuatro metros.

Donde mejor se reconocen estos depósitos es en algunas canteras de canto rodado («ripieras») situadas a lo largo de la ruta provincial 521.

El depósito consiste en un agregado casi totalmente suelto de gravas de granulometría mediana a gruesa, hasta guija, de esqueleto abierto. Está compuesto por un alto porcentaje de rodados (hasta 60-80%) en una matriz arenosa fina a mediana gris a gris castaño claro, con algo de cemento calcáreo terroso.

Se trata de estratos psefíticos lenticulares, de 10 a 20 cm de espesor, casi siempre con arreglos granodecrecientes. En muchos bancos es posible ver una estratificación entrecruzada de media escala del tipo artesa, imbricación de los clastos mayores y base marcadamente erosiva. En forma subordinada se observan lentes delgadas (hasta 20 cm) de arenas grises medianas a gruesas con fenoclastos aislados, muy friables y también con estructuras entrecruzadas del tipo lenticular-cóncavo.

Los rodados son subangulosos a subredondeados y hasta bien redondeados, predominando los clastos de tamaño entre uno y cinco centímetros, con máximos de hasta 10 a 15 centímetros. Las formas de los mismos son proladas a discoidales. En su casi totalidad son fragmentos de rocas duras: vulcanitas riolíticas y andesíticas, ignimbritas ácidas, tobas silicificadas, sílice y algunos trozos de madera petrificada. Cerca de elevaciones formadas por el Grupo Bahía Laura, la Formación La Avenida está compuesta por fragmentos provenientes de la destrucción del mismo, en general subangulosos debido al poco transporte que han sufrido en esos casos.

En comarcas situadas al este (Panza, 1995a; Panza e Irigoyen, 1995) se consideró que la génesis de los depósitos de la Formación La Avenida podría corresponder a pedimentos, quizás de flanco, habiendo intervenido en la dispersión de las gravas procesos vinculados fundamentalmente con pedimentación y acción fluvial.

Sin embargo, la estrecha asociación entre los depósitos del primer nivel de terrazas del río Chico (Nivel I) y los de la Formación La Avenida, demuestra sin dudas la génesis fluvial de los últimos. Esta idea ya fue propuesta por Marín (1984), quién incluyó a las gravas aflorantes al este de Gobernador Gregores dentro de sus «Depósitos terrazados antiguos», considerándolos asociados a un paleo río Chico que fuera posteriormente capturado por la erosión retrocedente de un afluente del río Shehuén o Chalfá.

Relaciones estratigráficas y edad

La Formación La Avenida cubre en relación de discordancia erosiva a elementos de varias unidades prepliocenas: las Formaciones Chon Aike, La Matilde, Cerro del Doce y Monte León. En todos los casos el contacto está muy enmascarado por la formación de taludes y por un pavimento de rodados sueltos.

En su techo, la Formación La Avenida está cubierta (en áreas inmediatamente al nordeste) en discordancia erosiva, por el Basalto La Angelita (Panza, 1982, 1984), asignado en base a dataciones radimétricas (Gorring et al., 1995) fundamentalmente al Plioceno superior. Por ese motivo, se ubica a la Formación La Avenida en la parte más alta del Plioceno inferior.

Depósitos de terrazas fluviales del río Chico (Nivel I)

Gravas con matriz arenosa y arenas

Un total de 3 niveles de terrazas pertenecientes al sistema fluvial del río Chico se reconocen en el

área. De ellos, el nivel más elevado (Nivel I) se considera también de edad pliocena inferior alta, por su completa relación con los depósitos de la Formación La Avenida. Fueron denominados por Marín (1984) como «Depósitos terrazados antiguos».

Este nivel más antiguo se desarrolla en ambas márgenes del río Chico hasta el sector del aeropuerto de Gobernador Gregores, donde engrana lateralmente con la Formación La Avenida. Se lo puede reconocer en la margen izquierda entre las estancias Las Vegas y La Lucha, al este de estancia La Tapera y en los alrededores de Gobernador Gregores, mientras que en la margen derecha se lo reconoce al suroeste y sureste de la sierra Oveja. Al norte de estancia La Lucha tiene una altura media de 475 m, descendiendo hacia el sur y sureste para alcanzar los 375 m en estancia La Tapera, La Jorgelina y el aeropuerto.

El mayor desarrollo de la terraza se tiene también en el sector entre las estancias La Lucha y Las Vegas, donde forma una dilatada planicie de uno y medio a tres kilómetros de ancho, con un máximo de cuatro al este del primer establecimiento. La terraza está recostada contra los depósitos más antiguos de la Formación Santa Cruz.

Estos depósitos consisten en conglomerados de matriz arenosa mal seleccionados, capas de arenas de grano grueso y en menor proporción lentes limoarcillosos. El conjunto presenta una coloración grisácea homogénea. Los bancos exhiben arreglos granodecrecientes, estratificaciones entrecruzadas de media y pequeña escala, y bases erosivas cóncavas.

Los clastos son subredondeados a redondeados, de diámetros que varían entre uno y seis centímetros (máximo 20 cm); son fragmentos de rocas graníticas, vulcanitas y piroclastitas ácidas, sedimentitas del «Patagoniense» y cuarzo.

El espesor es variable, superando en general los 5 m y alcanzado hasta 15-20 m, como se observa al este de sierra Oveja.

Cabe mencionar que se han reconocido remanentes de un posible nivel de terrazas fluviales más antiguo, actualmente muy cubierto por depósitos de conos aluviales. Se los encuentra en la margen izquierda del río Chico, al este de estancia La Lucha (a 500-525 m) y al oeste de estancia La Tapera (425-440 m sobre el nivel del mar). Debido a la cubierta que soportan se hace muy difícil precisar su verdadera naturaleza, por lo que no han sido mapeados.

Relaciones estratigráficas y edad

Estos depósitos de terraza fluvial cubren en discordancia a niveles de la Formación Santa Cruz, como puede observarse en los afloramientos al norte de estancia La Tapera, al este y oeste de estancia La Jorgelina y en la sierra Oveja, y al sureste de Gobernador Gregores. En el sector inmediatamente al este de dicha localidad, cubren al basalto del mismo nombre, del Mioceno medio. Por su parte, en cercanías de la estancia Las Vegas son cubiertos por una colada del Basalto La Angelita, la que fue datada por Gorring et al. (1995), obteniéndose una edad de $3,65 \pm 0,07$ Ma. (Plioceno superior).

En base a las características litológicas y geomorfológicas, y a la distribución de estas acumulaciones, se considera que, junto con las gravas de la Formación La Avenida, conforman las terrazas de un antiguo río Chico que llegaba a la costa atlántica al norte de Puerto San Julián, y que fuera más tarde capturado por un afluente del río Chaliá, al sur de Gobernador Gregores. Esta interpretación coincide además con una de las unidades geomórficas (terrazas fluviales) que propusieron Fidalgo y Riggi (1965) para los «Rodados Patagónicos».

La magnitud y espesor de estos depósitos, junto con los de la Formación La Ensenada, son evidencia de una etapa en la que el río Chico tenía un caudal mucho mayor que en la actualidad. Este gran aporte de agua es probable que tuviera alguna relación con el deshielo de un gran episodio glacial que se tiene registrado en la provincia de Santa Cruz, ubicado por Mercer (1976, 1983) alrededor de los 3,5 a 3,6 Ma. El episodio glacial más antiguo registrado, situado según Mercer (1983) en algún momento entre los 7 y 4,6 Ma, parece ser muy anterior.

2.2.3. NEÓGENO SUPERIOR-CUATERNARIO

2.2.3.1. Plioceno-Pleistoceno inferior

Basalto La Angelita y equivalentes

Basaltos olivínicos

Antecedentes

Panza (1982) propuso esta denominación para incluir a extensos mantos basálticos de muy variable desarrollo pero de espesor reducido que se han derramado en las partes bajas del relieve y cubren amplios sectores en la Hoja, principalmente en el centro y nordeste de la misma, así como en buena parte del Macizo del Deseado (Panza, 1984, 1986,

1995a, b), considerándolos de edad pleistocena media a superior baja.

Los primeros autores que han trabajado en la comarca se han referido muy someramente a estas lavas. Así, De Giusto (1956; 1957) y Di Persia (1958) englobaron a todos los basaltos bajo el título de «Rocas Igneas», incluyéndolos con dudas en el Cuaternario. Posteriormente, fueron estudiados por Sacomani (1984) y por Marín (1982, 1984), quien para el área cercana a Gobernador Gregores reconoció tres episodios dentro de este ciclo volcánico, asignado en conjunto al Pleistoceno: el Basalto La Angostura (Pleistoceno inferior), el Basalto Barranca Alta (medio) y el Basalto La Carreta o Cerro Bandera (Pleistoceno superior). De Barrio (1984) denominó Basalto Laguna del Guadal al aflorante en la esquina noroccidental del área, dándole también en forma tentativa una edad pleistocena. En el Mapa Geológico de la Provincia de Santa Cruz (Panza et al., 1994) se agrupó a estas lavas dentro de un ciclo plioceno-pleistoceno.

Dataciones radimétricas y análisis químicos sobre alguno de estos basaltos fueron aportados por Gorring et al. (1995).

Distribución areal

El Basalto La Angelita se encuentra aflorando en todo el ámbito de la Hoja, pero predominantemente en su sector central. Además de innumerables coladas aisladas, pueden reconocerse varios campos lávicos, destacándose el que desde el cerro Lavatorio se extiende hasta cercanías de las estancias El Martillo y La Rosita, el de los cerros Quemado y La Gaita que por muchos kilómetros penetra en la vecina Hoja Tres Cerros (Panza, 1995a), y los de la estancia Vega del Zaino, estancia Sierra Nevada y Cerro Colorado.

Muchas de las bocas de emisión, típicos conos de escorias, son formas prominentes en el relieve local, como los volcanes Puntudo, Lavatorio, Tres Picos, Elena, Quemado, Bandera, El Martillo, Colorado y Flecha. Se han identificado en total unos 75 conos volcánicos, algunos de dimensiones destacables.

Litología

Para el sector de La Manchuria, Sacomani (1984) pudo distinguir dos variedades petrográficas, con variaciones en textura, composición y expresión morfológica, señalando que existen transiciones entre ambos tipos. Los mismos, identificados como basaltos del Tipo I y Tipo II, pudieron posteriormente ser

reconocidos por Panza (1986) para el resto de los asomos de la unidad.

a. Tipo I

El basalto del Tipo I es el de mayor desarrollo areal, representando más del 75 % del total de las lavas cuaternarias.

La roca tipo es una variedad olivínica que se caracteriza por presentar pocos y grandes fenocristales de ese mineral (de dos a diez milímetros) y hasta pequeños nódulos ultrabásicos (dunitas, compuestas por olivina y piroxenos) de forma ovoidal, por lo general de uno a cinco centímetros de diámetro mayor, en una base afanítica melanocrática.

En muchos casos se reconoce en las coladas una sección superior muy vesicular a amigdaloides, de un basalto negro y casi siempre fresco. La mayoría de las cavidades son subesféricas, con diámetros variables entre medio y dos centímetros; son muy frecuentes las grandes vesículas ovoidales o elongadas (con frecuencia orientadas y alineadas, formando a veces hasta canalículos) de seis a siete centímetros de longitud máxima (si bien el promedio alcanza a un centímetro). Se suelen observar amígdulas rellenas por material blanquecino cristalino (analcima) o por otras zeolitas fibrosas blanquecinas, o bien tapizadas por material terroso pulverulento castaño a amarillento. En partes esta sección suele hacerse escoriácea, siendo entonces mayor su grado de alteración y tinción por óxidos de hierro.

La sección media o principal es mucho menos vesicular (casi siempre microvesicular), si bien a veces tiene grandes vesículas subesféricas o canalículos aislados. En ella se desarrolla muchas veces una disyunción vertical grosera, que sólo en casos se hace bien marcada. Suele observarse también un lamamiento subhorizontal que separa a la roca en bloques cúbicos o prismáticos; si esta estructura está bien desarrollada, la roca se parte en lajas finas, de 5 a 20 cm de espesor.

En esta sección principal los basaltos, siempre melanocráticos, suelen ser algo menos porfíricos que en el resto de la colada, casi afíricos. En algunos sectores la roca comienza a meteorizarse en forma de

pequeños cuerpitos subesféricos, de medio a un centímetro de diámetro, y se observa una costra de meteorización gris a gris morada.

En muy pocas ocasiones se reconoce una sección inferior muy escoriácea y de color rojizo morado por oxidación, de 0,30 a 0,40 metros de espesor.

Cuando las coladas son poco espesas (0,5 a 1,5 metros), o bien en las partes distales de las mismas, no se reconocen las secciones y en todo el espesor se observa una estructura bien vesicular a amigdaloides. Las vesículas tienen un tamaño promedio de 2 a 15 mm, siendo esféricas las más pequeñas y alargadas, algo irregulares, las de mayor tamaño (5 a 8 cm).

En casi todos los casos los basaltos son poco a medianamente porfíricos, siendo escasos los de marcado porfirismo. Los cristales de olivina verdosa están casi siempre frescos, pero en ocasiones se hallan algo alterados en iddingsita. Se observan asimismo pequeños prismas euhedrales de plagioclasas frescas, de uno a cinco milímetros.

Marín (1984) realizó el análisis químico de dos de los nódulos ultrabásicos de las lavas del cerro Bandera, cuyos resultados se resumen en el cuadro siguiente.

El campo lávico más importante de los basaltos del llamado Tipo I se encuentra al sur de la estancia Santa Clara, con un ancho que al oeste del monte Iliria supera los diez kilómetros y una longitud (en la Hoja) de 24 km en sentido este-oeste, pero que se extiende al naciente por más de 60 km (Panza, 1982). El espesor de este campo lávico varía entre uno y medio y tres metros, mientras que la superficie del mismo es algo áspera, estando cubierta de grandes bloques y losas de aristas redondeadas que hacen difícil el tránsito de las cabalgaduras.

Un segundo campo lávico se encuentra al sur de la estancia La Evelina, con un largo máximo de 22 km y un espesor medio de uno a dos metros, con un máximo de cuatro metros al oeste de la laguna La Gaita. Las bocas de emisión son los volcanes Elena, Quemado, La Gaita y otros tres conos innominados.

Pertenece también a este tipo el campo del cerro Lavatorio y otros seis conos sin nombre, de 23 km de longitud por 10 km de ancho. No se observa apilamiento de coladas sino en unas pocas localidades, donde se

M	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	Rb	Sr	Y	ZrNb
139	43,50	0,94	8,28	41,69	1,94	—	0,6	0,09	0,02	—	10	9	43/3
140	44,27	2,99	8,18	37,71	3,32	0,07	0,09	0,21	0,08	—	32	11	185/5

Análisis químicos de módulos ultrabásicos (Marín, 1984)

encuentran dos a tres coladas superpuestas. El espesor individual de las mismas es de uno a dos metros, si bien en raras ocasiones alcanza los cinco a seis metros.

Al sur de las estancias La Isabel y La María estos basaltos ocupan un área de unos 18 km en sentido norte-sur por 5 a 8 km de ancho, tratándose de coladas delgadas de no más de un metro y medio de espesor. La superficie está cubierta por bloques de todo tamaño y los frentes se caracterizan por un marcado lajamiento subhorizontal.

Corresponden también a este tipo de basaltos las emisiones del volcán Puntudo y los situados entre las estancias El Puma y María Rosa; al este de estancia La Pilarica; en el paraje La Manchuria; al norte de estancia La Morocha; sur de estancia San Pedro; norte de estancia 4 de Enero (incluyendo la delgadísima colada del cerro Moro); entre las estancias San José y La Evelina; en estancia Barranca Alta; en los cerros Bandera y El Martillo; al norte de estancia La Flora, y en el sector de los cerros La Flecha y Colorado sobre la meseta de Cali. Son todas coladas de dimensiones reducidas, producto de una única erupción en cada caso, y con espesor variable entre uno y tres metros.

b. Tipo II

La roca característica para esta variedad es un basalto de grano en general fino y poco a medianamente porfírico, en el que se reconocen pequeños cristales de olivinas y feldespatos alterados, de hasta un milímetro de longitud, en una base negra o gris negruzca casi siempre microvesicular o con vesículas y amígdulas de reducido tamaño (1 mm).

El relieve superficial de las coladas es irregular, con presencia de pequeñas lomadas y depresiones, y cubierto por gran cantidad de bloques irregulares a subesféricos, grandes, o por lajas de hasta un metro cuadrado de superficie. El frente de las coladas muestra un lajamiento subhorizontal netamente predominante sobre la disyunción vertical prismática, que está casi siempre apenas desarrollada o ausente por completo.

En la parte superior de las coladas las rocas son muy vesiculares, si bien las cavidades, subesféricas a alargadas, son de pequeñas dimensiones y raramente alcanzan los dos a tres centímetros. Algunas pueden estar rellenas o tapizadas por material pulverulento blanco-amarillento y a veces pigmentadas por óxidos de hierro.

Tres son los principales campos lávicos formados por los basaltos del Tipo II. Entre la estancia Vega del Zaino y el puesto Lote 18 se encuentra un campo basáltico, con dos bocas de emisión reconocidas, del cual se desprende una delgada colada en dirección este, con una longitud de unos 21 km en la Hoja y un

ancho que varía entre 150 y 2500 metros. El espesor raramente llega a los dos metros.

Un segundo campo lávico está ubicado al este de las estancias El Puma y 18 de Noviembre, con un largo máximo aproximado de 14 km y un ancho de tres a seis kilómetros. Se ha reconocido una única abertura, un pequeño cono situado cerca del primer establecimiento. Se observa una única colada de uno y medio a tres metros de espesor, salvo en la parte más austral del campo, donde se han reconocido dos coladas.

Otro campo basáltico de gran desarrollo es el situado entre las estancias Sierra Nevada y La Pilarica, cuyo principal centro de emisión se sitúa al sudoeste de estancia El Chara. En el sector de los bajos Mackenzie y Feo, el apilamiento de sucesivas coladas determina un espesor de conjunto de los basaltos cercano a los 20 m en la segunda de las depresiones. Lo abrupto del relieve impidió constatar la cantidad de coladas presentes. En el bajo Mackenzie, en cambio, se reconocen dos coladas de dos a tres metros de espesor cada una, la inferior formando una escarpa continua, con disyunción columnar y diaclasamiento horizontal, y la superior muy recortada por erosión, quedando numerosas mesetitas y pináculos de aristas y vértices redondeados como remanentes.

También podrían corresponder a este tipo las coladas del Basalto La Angostura (Marín, 1984) aflorante en el sector de la estancia Las Vegas.

Conos volcánicos

En todos los casos los centros de emisión del Basalto la Angelita son típicos conos de escorias, que muestran una planta de contorno circular o más raramente elipsoidal, con un diámetro basal de 300 a 1000 m (con un máximo de 1500 m en el cerro Lavatorio) y con una altura que varía entre 30 y 100 m (130 m en el volcán Puntudo).

Cabe mencionar que todos los conos observados son el producto de una erupción que no diseminó mayormente el material piroclástico eyectado, posiblemente debido al tamaño del mismo. Muchos de estos son del tipo de los conos aportillados (González Díaz, 1970), que tienen una escotadura (o a veces dos) por la cual se produjo la emisión del material lávico.

El basalto de la periferia de los conos se presenta como muy vesicular, de grano fino y prácticamente afírico. En cambio, el centro y las laderas de los conos están cubiertos por bloques de escoria basáltica, casi siempre de color rojo ladrillo a morado por oxidación, y sumamente vesiculares por lo que son muy livianos. En la ladera austral del cerro Tres Picos se observan bancos de dos metros de espesor individual, de aglo-

merados volcánicos de color violáceo oscuro a rojizo y aspecto muy alterado.

El cerro Colorado (803 m s.n.m.) en parte está erosionado, mostrando diferentes aspectos internos del cono. La parte central es una brecha de color negro violáceo, textura de aspecto muy áspera, con bloques informes de escoria de más de un metro, aglutinados con escasos eyectos de menor tamaño. Hacia los lados, en la base se observa una brecha rojiza consolidada, con una grosera estratificación gruesa. Está integrada por bloques escoriáceos de menor tamaño hasta lapilli. Por arriba, conformando el cono externo y con mayor extensión lateral, se presenta una brecha lítica palagonítica, poco consolidada, de coloración amarillenta, grosera estratificación mediana a fina, de 25-30 m de espesor máximo, que se adelgaza hacia los bordes. Está constituida por clastos líticos, cristalo-clastos y material intersticial. Los líticos son en general de rocas básicas, con tamaño variable de 1 a 10 mm, excepcionalmente hasta 30-35 cm; los cristalo-clastos son de plagioclasa básica, clinopiroxeno, escaso cuarzo y también se observan cristales de olivina de hasta cuatro a cinco milímetros. El material ligante es vidrio palagonítico, arcillas y minerales del grupo de las zeolitas.

Las características de las lavas, y en particular la presencia de una sección central maciza o microvesicular, la forma típicamente esférica y regular de las vesículas, así como la falta de una superficie sumamente escabrosa cubierta por fragmentos de escoria ásperos y cortantes, permiten considerarlas del tipo pahoehoe (MacDonald, 1953).

La enorme extensión alcanzada por las coladas sin mayores cambios en sus características desde las bocas de emisión hasta sus extremos distales, sugieren que se trataba de lavas muy poco viscosas y ricas en volátiles, rasgos típicos de las lavas pahoehoe.

El contacto basal se observa en muy pocos casos debido a la cantidad de bloques caídos que dificultan la observación. Cuando el contacto es visible, se observa que el metamorfismo óptico de las rocas infrayacentes (casi siempre tobáceas) se reduce a un espesor de 10 a 15 cm donde éstas se endurecen y toman un color ligeramente rojo.

El curso de las coladas del Basalto La Angelita está controlado por un relieve previo, habiéndose derramado las emisiones lávicas sepultando las partes bajas del mismo o aprovechando el valle de cursos de agua preexistentes. El sepultamiento del relieve no fue total, quedando como remanentes aislados algunas ventanas lávicas convexas. Las mismas son muy numerosas en los campos basálticos del cerro Lavatorio, del sur de la

estancia La María y de la estancia Vega del Zaino. El monte Iliria es también un ejemplo.

Villar (1975) menciona la presencia de nódulos ultrabásicos ubicados en varias localidades de la Patagonia, entre ellas el sector del puesto El 17. Posteriormente, Niemeyer (1978) describió las características texturales, estructurales, mineralógicas y químicas de nódulos peridotíticos en basaltos de la meseta Buenos Aires, provincia de Aysen, Chile. Las conclusiones de dichos autores es que los nódulos ultrabásicos son xenolitos exóticos de rocas situadas en una zona profunda, posiblemente en el límite corteza-manto superior.

Relaciones estratigráficas y edad

El Basalto La Angelita cubre en relación de discordancia a varias unidades más antiguas, pero con más frecuencia a las Formaciones Chon Aike y Baqueró. Las unidades geológicas más jóvenes cubiertas por estas rocas son los Basaltos Strobel del Mioceno superior y Cerro Tejedor del Plioceno inferior, y las gravas del Nivel I de terrazas fluviales.

Oportunamente, y ante la falta de dataciones radiométricas, estos basaltos se asignaron al Pleistoceno, fundamentalmente por la relativa conservación de las coladas y sus aparatos de emisión. En forma complexiva, Panza et al. (1994) reunieron a todas las lavas modernas de la provincia de Santa Cruz dentro de un ciclo Plioceno-Pleistoceno.

Gorring et al. (1995) dieron a conocer varias dataciones radiométricas sobre estas lavas, algunas ubicadas dentro de la Hoja Gobernador Gregores y otras en sectores más orientales. Así, al norte de la estancia El Puma, el valor obtenido es de $3,64 \pm 0,13$ Ma; en el cerro Bandera $3,4 \pm 0,02$ Ma; en estancia La Angostura, $3,65 \pm 0,07$ Ma. Para la Hoja Tres Cerros, obtuvieron en el campo lávico del mismo nombre, una edad de $1,96 \pm 0,16$ Ma, y para cercanías de la estancia Vega Grande, $2,82 \pm 0,14$ Ma. Finalmente, para la localidad tipo del Basalto La Angelita, el valor es de $2,0 \pm 0,05$ Ma.

Estos datos indican una edad del Plioceno superior, no descartándose, sin embargo, que algunas emisiones de este ciclo puedan llegar a ser del Pleistoceno inferior.

2.2.4. CUATERNARIO

2.2.4.1. Pleistoceno superior-Holoceno

Depósitos que cubren niveles de pedimentos

Gravas con matriz arenosa y limosa; arenas

Dos ciclos de pedimentos de flanco más jóvenes se han desarrollado en varios sectores de la comarca con posterioridad al Pleistoceno medio.

Ambos niveles de pedimentación presentan una cubierta detrítica de carácter psefítico-psamítico suelta o escasamente consolidada, constituyendo afloramientos esencialmente planos y de variable desarrollo areal.

En base a sus características morfológicas, altimétricas y litológicas se han reconocido dos miembros: inferior (I) y superior (II). Presentan un típico diseño digitado en planta que es claramente visible en las fotografías aéreas.

Los depósitos más antiguos (I) constituyen afloramientos actualmente muy disectados por erosión fluvial que se encuentran al este de la meseta de Molinari y en el sector de los cerros Tejedor y Guascho, donde se presentan bajo la forma de pequeñas pampas cubiertas por vegetación arbustiva y herbácea.

Son acumulaciones poco consolidadas de hasta tres metros de espesor, de granulometría mediana a gruesa, formadas principalmente por capas con rodados angulosos a subredondeados de hasta 10 cm de diámetro máximo (promedio uno a cuatro centímetros). Están ligados por una matriz arenosa fina a limosa, castaño grisáceo clara a gris amarillenta, y algo de cemento ferruginoso o calcáreo terroso blanquecino. Litológicamente dominan los fragmentos piroclastitas ácidas silicificadas y vulcanitas de variada naturaleza.

Con respecto a los depósitos más modernos (II), ocupan las posiciones topográficamente más bajas y se han desarrollado en la depresión del Guadal de Baqueró, en la esquina noroccidental de la Hoja, y al norte de la meseta de Molinari.

Son depósitos de poco espesor que no superan el metro. Están compuestos por gran cantidad de rodados subredondeados de uno a seis centímetros de variada naturaleza (piroclastitas y vulcanitas principalmente), con material intersticial limo-arenoso castaño grisáceo claro.

Temporalmente se ubica a estas acumulaciones en el Pleistoceno más alto a Holoceno inferior, sin poder precisarse mejor la edad ante la falta de argumentos estratigráficos definitivos.

Depósitos de terrazas fluviales del río Chico (Niveles II y III)

Gravas arenosas, areniscas finas a gruesas subordinadas

Los niveles II y III de terrazas fluviales del río Chico no difieren mayormente entre sí, y han sido

asignados al Pleistoceno-Holoceno. Se los encuentra respectivamente a 275-325 y 260-280 m sobre el nivel del mar. Pequeñas escarpas separan a cada nivel del situado topográficamente más bajo.

La Terraza II (más antigua) tiene gran desarrollo en la margen derecha del río sobre todo entre las estancias Manantial de Arroz y Cerro Ventana, donde tiene de tres a cuatro kilómetros de ancho. En la margen izquierda sólo está representada en tres pequeños sectores, como una delgada franja paralela a la Terraza I, al oeste de estancia La Taperá, al sur de Gobernador Gregores y al sur de estancia La Baskonia. Se eleva unos 15 a 18 m sobre el río actual y su espesor no debe superar los 10 metros. Es un depósito psefítico no consolidado.

La Terraza III, la más moderna, se eleva directamente por sobre la planicie aluvial del río Chico, con un espesor de 3 a 6 metros. Se la encuentra en la margen derecha del río entre las estancias Bella Vista y Cerro Pelado. Está separada por una escarpa de la Terraza II y llega a tener un ancho superior a los dos kilómetros.

Es un depósito inconsolidado integrado por material tamaño grava fina a mediana con abundante matriz tamaño arena fina a limo. Composicionalmente están constituidos por clastos redondeados de variada procedencia (principalmente rocas ácidas jurásicas y basaltos), cuyos diámetros oscilan entre los dos a diez centímetros.

Depósitos de antiguas playas y cordones litorales lacustres

Arenas finas, limos y arcillas; cordones de gravas finas con matriz arenosa mediana

Estos depósitos se han desarrollado en el borde oriental de dos grandes lagunas innominadas situadas al norte del cerro Tejedor y al este de la estancia 17 de Marzo. Son depósitos de arenas muy finas, limos y limos arcillosos, de color castaño claro y gris castaño, que son restos de antiguas playas de dichos cuerpos de agua que corresponden a momentos en que los mismos cubrían una superficie mucho mayor que la actual.

Asimismo se observan dos o tres sistemas de cordones litorales de rumbo aproximado N-S. Son acumulaciones mayormente psefíticas (rodados finos) con abundante matriz arenosa mediana a fina y pelítica, pobremente consolidadas.

Se ubican tentativamente en el Pleistoceno superior-Holoceno, si bien es casi seguro que tengan esta última edad.

2.2.4.2. Holoceno

Material de derrumbes y deslizamientos

Bloques

Son acumulaciones de materiales sueltos que se encuentran en las laderas de las principales mesetas basálticas, como una orla que bordea a las mismas o a sus remanentes de erosión. Estos depósitos cubren gran parte de los faldeos y enmascaran a las capas infrayacentes más friables, pero por lo general no alcanzan gran espesor. No obstante, se los ha mapeado como unidad independiente por constituir afloramientos de considerable extensión. Donde alcanzan mayor desarrollo es en el oeste de la Hoja, sobre todo en las mesetas del Basalto Strobel (mesetas de los cerros Negro-Trinkil Aike-El Martillo, del Once, Molinari, Cali). También son destacables en las chimeneas volcánicas de los cerros Gorro y Tres Tetas.

Estos depósitos están constituidos por fragmentos angulosos a subangulosos de basalto, de tamaño sumamente variable. Se trata de bloques irregulares que alcanzan dimensiones entre 0,10 y un metro de diámetro, pero en algunos casos llegan a ser más grandes.

En muchas ocasiones, aparte de los materiales producto de la destrucción mecánica de las bardas basálticas, se tienen masas en forma de medialuna que se han deslizado sobre las laderas de las mesetas, produciendo las típicas formas de los asentamientos. Los rasgos característicos del asentamiento basáltico se van perdiendo por acción fluvial a medida que se descende por la pendiente, suavizándose las formas agudas hasta dar un paisaje de lomadas redondeadas por remodelado de los asentamientos más antiguos.

Depósitos de planicies aluviales

Arenas finas a gruesas, gravas, limos y arcillas

Sedimentos de planicie aluvial se observan en los cauces de los principales cursos de agua efímeros, pero donde están mejor representados es a lo largo del río Chico. Este curso desarrolla una planicie aluvial de una anchura que varía entre 2500 y 5500 m, sobre la cual quedan vestigios de antiguos cursos.

Son depósitos de materiales sueltos generalmente arenosos, de grano fino a grueso y de colores claros (castaño amarillentos a gris blanquecinos). Más rara-

mente hay delgadas camadas conglomerádicas intercaladas o bien guijarros sueltos en las arenas. En los escasos cortes naturales del terreno, estos depósitos se disponen en delgados estratos lenticulares, y en casos se observan estructuras entrecruzadas del tipo artesa en estratos agrupados en escala pequeña, imbricación de rodados y arreglos granodecrecientes.

Asimismo, en algunos sectores de la planicie se encuentra material limo-arcilloso gris constituyendo una fina capa superficial, normalmente resquebrajada por desecación.

El máximo espesor observado, sin base visible, alcanza a los tres metros, si bien en la mayor parte de los casos no supera el metro y medio.

Este relleno de cauces está compuesto por elementos de muy variada naturaleza.

Depósitos de conos aluviales

Arenas y gravas; limos y arcillas subordinados

Depósitos de conos aluviales, de color castaño claro a gris, se han desarrollado en algunos sectores, principalmente entre las estancias La Evelina y Santa Clara, y al norte y oeste de la estancia Los Grana deros. Entre las estancia La Jorgelina y La Primitiva su desarrollo es más completo, llegando a constituir una bajada formada por la coalescencia de numerosos conos aluviales.

Son acumulaciones sueltas de granulometría variable, predominando los materiales de tamaño arena mediana a gruesa hasta grava fina, con sedimentos limo-arcillosos en cantidad subordinada. El espesor es siempre reducido, uno a tres metros, y se trata de sedimentos compuestos por materiales de distinta procedencia.

Depósitos eólicos

Arenas finas a medianas

Material de origen netamente eólico se encuentra en la esquina suroriental del área, al este del guadal de Baqueró, desde donde se extiende en la Hoja vecina (Panza, 1995a).

Se trata de acumulaciones eólicas que se disponen por encima de la meseta constituida por los depósitos de la Formación La Avenida, en constante avance hacia el este a favor de los vientos dominantes del cuadrante oeste. Los médanos, de arenas finas a medianas algo cineríticas, de color castaño amarillento, pueden llegar a superar los tres metros de altura.

Sedimentos finos de bajos y lagunas

Limos y arcillas

Se encuentran en la zona gran cantidad de bajos y lagunas temporarias, constituyendo los llamados guadales o barreales. En estas depresiones se depositan sedimentos muy finos (limos, limos arcillosos y arcillas) de colores castaño claros a grises. Hacia las márgenes de las lagunas se encuentra una zona en la que hay dispersos abundantes rodados y bloques, los cuales a veces son llevados hacia la zona central por efecto de los fuertes vientos. En la margen oriental de muchos bajos este material se mezcla con otro de origen eólico aportado por los vientos dominantes del oeste.

Depósitos aluviales y coluviales indiferenciados

Arenas finas a medianas, limos y arcillas subordinados; rodados dispersos

Cubren pequeños sectores diseminados por toda la comarca, y se trata de depósitos inconsolidados de color gris a castaño claro, de tamaño de grano por lo general arena fina a mediana, mezclada con variables proporciones de limos y arcillas y también con rodados dispersos, angulosos a subredondeados.

Estos depósitos se encuentran en casi todos los taludes o quiebres de pendiente, tratándose de una capa delgada, formada por materiales procedentes de la destrucción de las distintas unidades geológicas, así como por otros de origen eólico.

3. TECTÓNICA

FASES DIASTRÓFICAS

La estructura del área es producto de la acción combinada de varias fases diastróficas.

Posteriormente a la depositación de sedimentitas liásicas al este de la comarca (Panza, 1995a) se producen movimientos de poca intensidad, que traen como consecuencia una discordancia en la base de la Formación Bajo Pobre, no aflorante en la Hoja.

Luego de la depositación de los basaltos del Dogger y del Grupo Bahía Laura, importante ciclo efusivo-piroclástico del Mesojurásico superior al Suprajurásico inferior, un nuevo período diastrófico, correspondiente a los movimientos intramálmicos de la Fase Araucánica (o Santa Cruz) o a los de la Fase Catalanílica, disloca fuertemente a la secuencia ante-

rior, que es fracturada, produciéndose una estructura de bloques hundidos y elevados, con la delimitación de subcuencas en donde se depositarían las piroclásticas y sedimentitas de la Formación Bajo Grande.

Otro nuevo episodio diastrófico (Fase Austríaca) produce la discordancia angular entre dicha unidad y la suprayacente Formación Baqueró. Con posterioridad a esta sedimentación, los movimientos Intersenonianos o Fase Patagónica Principal producen la reactivación de antiguas estructuras, con el consiguiente movimiento diferencial de bloques y el plegamiento suave de la cobertura cretácica como ajuste.

En el Paleógeno se produce una fase de distensión vinculada quizás a la Primera o Segunda Fase del Primer Movimiento del ciclo Andico, oportunidad en que tiene lugar la efusión de lavas basálticas. Estos movimientos produjeron también un descenso de la comarca y permitieron la ingresión del mar «patagoniano».

La regresión de este mar estaría quizás vinculada con un evento epirogénico, la Fase Pehuénchica.

La efusión del Basalto Gregores fue el preludio de una fase diastrófica mayor, representada por la Fase Quéchuica, cuyo inicio se evidencia en la comarca con los depósitos psefíticos de la Formación La Ensenada como respuesta a un pulso acentuado de ascenso de la Cordillera, y continúa con importantes derrames basálticos en el Mioceno superior.

Varios movimientos ascensionales tienen lugar en el Neógeno y Cuaternario y se corresponderían con alguna de las fases de los últimos movimientos del Ciclo Andico. Las perturbaciones del IV Movimiento generaron condiciones de rejuvenecimiento del paisaje, produciendo terrazas fluviales en algunos cauces.

DESCRIPCIÓN DE LA ESTRUCTURA

La estructura de la comarca es relativamente sencilla. El rasgo sobresaliente es el fallamiento, siendo el plegamiento netamente subordinado. Debido a la gran superficie de la Hoja cubierta por depósitos aterrizados y derrames lávicos cenozoicos, sólo han podido observarse rasgos estructurales en todos aquellos lugares en que afloran las rocas jurásicas y cretácicas.

La interpretación estructural de la comarca se basa en el estudio de fotografías aéreas, imágenes satelitarias y las principales estructuras determinadas en el campo.

Estructuras de fallamiento

La mayor parte de las mismas no son de rápida identificación en el campo, pero son claramente visi-

bles en las fotografías aéreas. Solamente una minuciosa observación en el terreno permite encontrar evidencias de fallamiento, tales como brechamiento, silicificación, espejos de fricción y venas de sílice y/o baritina acompañando la zona brechada.

La dificultad en la observación hace que en la mayoría de los casos sea muy complejo, si no imposible, determinar el tipo de estructura, así como la inclinación del plano de falla y el movimiento relativo a lo largo del mismo.

En muchos casos la traza de las fallas o fracturas está sólo evidenciada por sectores muy silicificados (y a veces brechados) en las rocas afectadas, que a menudo pueden llegar a confundirse con diques por su expresión morfológica como crestones delgados bien definidos.

Si bien son muchas las estructuras reconocidas, la expresión de las mismas es en general reducida y de poca relevancia en el terreno. Por tal motivo se hará solamente referencia en particular a las estructuras más importantes.

Entre las mismas, merecen citarse al este de la estancia María Esther varias fallas de rumbo N20°-30°E, la mayoría con el labio hundido al naciente. La más oriental de estas estructuras pone en contacto a ignimbritas jurásicas con rocas de la Formación Bajo Grande.

También en el sector nororiental se encuentran varias fallas de rumbo N45° a N50° O que afectan a elementos de las Formaciones Bajo Grande y Baqueró y en las que, debido a la presencia de varios pliegues de arrastre, se infiere desplazamiento horizontal levógiro.

En el faldeo oriental del cerro Horqueta, una falla tensional de rumbo N15° E y labio bajo ubicado al este, pone en contacto a rocas de las Formaciones Chon Aike y Baqueró.

Poco al oeste de la estancia 4 de Enero se encuentra una estructura de rumbo N35° E, de poco desarrollo pero localmente importante, con labio elevado al oeste y afectando a basaltos de Bajo Pobre y a ignimbritas chonaikenses.

Al sur de la estancia 18 de Noviembre, una falla de rumbo N30° O a casi N-S pone en contacto a ignimbritas jurásicas con sedimentitas patagónicas, las que se encuentran inclinando 30° a 60° al noreste.

En el valle del río Seco al norte del Campamento 1 (Figura 4), Panza (1987) destaca una falla de rumbo N25°-35° O con labio hundido al naciente, que pone en contacto a ignimbritas jurásicas con rocas de la Formación Bajo Grande, en la que se interpreta un desplazamiento horizontal levógiro. Otra estructura similar, poco más al sur, es de rumbo N45° O.

También importante es la falla que con rumbo N70°O a Este-Oeste limita por el sur a la meseta Baqueró y es el marco tectónico septentrional de la Fosa del Guadal de Baqueró; en el borde oeste de dicha Fosa se encuentran dos fallas de rumbo N70° E y labio bajo al sureste, para las que se infiere desplazamiento horizontal dextrógiro.

Estructuras de plegamiento

Las mismas afectan fundamentalmente a las Formaciones La Matilde, Bajo Grande y Baqueró. En todos los casos se trata de pliegues de arrastre, braquianticlinales y braquisinclinales, por lo general de dimensiones reducidas y con inclinaciones muy bajas de sus alas (con valores que en ningún caso superan los 10° a 12°). Debido a la poca inclinación de sus flancos, son estructuras de difícil observación en el terreno.

En el bajo del Puma la Formación La Matilde se encuentra plegada formando un anticlinal y dos sinclinales con sus líneas axiales de rumbo NNE-SSO y buzamiento al sur.

Un pliegue anticlinal doblemente buzante, de rumbo NE-SO, se encuentra al sur del puesto del Cuero, en tobas de la Formación Chon Aike.

La Formación Bajo Grande forma varios pliegues pequeños al norte del cerro Tres Tetos; sus ejes tienen rumbos dominantes NO-SE y uno de ellos con buzamiento al sureste.

Al sur de la estancia Los Granaderos se observa un braquianticlinal cuyo eje tiene rumbo NE-SO buzante al sur, mientras que al suroeste del cerro Gorro hay un braquianticlinal y un braquisinclinal de rumbo ENE-OSO, ambos afectando a la Formación Baqueró.

Párrafos especiales merece el rasgo estructural reconocido por De Giusto (1957) como «estructura anticlinal del cerro Horqueta». La misma fue definida como un anticlinal asimétrico, con ala oriental fuertemente inclinada y ala occidental suavemente extendida, y con rumbo aproximado norte-sur. Según dicho autor, la estructura se manifiesta en rocas jurásicas, y la cordónada del cerro Horqueta corresponde al ala oriental. Asimismo, señala al oeste de dicho pliegue la presencia de un amplio y suave sinclinal cuyo eje es aproximadamente paralelo al del anticlinal.

Panza (1986) interpreta que no es una verdadera estructura de plegamiento, sino que se trata de un abovedamiento de la cobertura sedimentario-volcánica jurásica producido por ajuste diferencial de bloques, basculados ante los esfuerzos tangenciales de cizalla, pero que en conjunto dan la impresión de una estructura anticlinal.

INTERPRETACIÓN DE LA ESTRUCTURA

Se ha medido la longitud y orientación de los distintos rasgos lineales observados e inferidos, a fin de evaluar los distintos sistemas de fracturación actuantes en la comarca, así como su importancia (Figura 8). También se evaluó el comportamiento de los elementos estructurales secundarios, tales como pliegues de arrastre de la cobertura sedimentaria, alineación de centros efusivos y emplazamiento de diques y vetas.

El análisis realizado permite caracterizar a la estructura de la comarca como del tipo de bloques limitados por fracturas. El movimiento diferencial de los bloques rígidos del basamento (actualmente en el subsuelo de la comarca) según los distintos sistemas de fracturación produce alabeamientos de la cobertura de los mismos y algunas estructuras secundarias, como los pliegues de arrastre.

Se observa que el sector al oeste de los 69° 10' de longitud es un área estructuralmente elevada, dentro de la cual se reconocen a su vez una serie de pilares tectónicos menores. Entre éstos, pueden citarse los de La Mata, al norte de la estancia del mismo nombre (con el pequeño escalón del cerro Puntudo), del cerro Alto de María Esther, del cerro Horqueta, del cerro Piche y del monte Iliria (Panza, 1986).

Asimismo, se reconocen varias fosas tectónicas enmarcadas por fallas gravitacionales o lineamientos estructurales, cuyo sector más deprimido está por lo general ocupado por algún cuerpo de agua. Entre ellas, las de la laguna del 19 y la del Fénix y las de las fosas de la Laguna Iliria-La Evelina, inmediatamente al nordeste del pequeño pilar del monte Iliria.

En la esquina nororiental se encuentra otra depresión tectónica de importancia, la Fosa La Virginia, que se extiende al naciente (Panza, 1982; 1995a) y está limitada al oeste por una gran estructura de rumbo N40° E y al sur por varias fallas de rumbo N70° -75° O.

Otra depresión importante es la Fosa del Guadal de Baqueró (Panza, 1987), en el sector centro-oriental de la Hoja, separada a su vez de la Fosa del Verano por un pequeño pilar representado por la actual meseta Baqueró (Figura 4).

La consideración de más de 1200 estructuras para el área de las Hojas 53e Gobernador Moyano y 54e Cerro Vanguardia (Panza, 1982) ha permitido reconocer la existencia de dos sistemas principales de fracturación. Se definió un primer sistema, denominado El Tranquilo, más antiguo y de menor desarrollo, con un rumbo promedio N35° O y una conjugada de rumbo N60° E.

Un segundo sistema de fracturación, de mayor desarrollo y posterior al antes citado, fue denominado Bajo Grande. Tiene una dirección principal de rumbo N64° O y una conjugada de rumbo N35° E, formando entre sí un ángulo de 80°.

Para el sector nororiental de la Hoja Gobernador Gregores, en base a la ponderación de cerca de 500 estructuras, Panza (1986) estableció la vigencia de ambos sistemas, con valores bastante similares a los obtenidos más al este, hasta la costa atlántica (Panza, 1984; 1995a; 1995b). Así, el Sistema El Tranquilo mantiene para la dirección principal un rumbo promedio N26° O y para la conjugada un valor N53° E. El Sistema Bajo Grande, por su parte, tiene una dirección principal promedio N49° O y una conjugada de rumbo N25° E.

Por su parte, para el sector de los Lotes 18 y 19 (Panza, 1987) se realizó el mismo tipo de análisis sobre un centenar de estructuras (Figura 8a). Nuevamente se constató la vigencia de los dos sistemas de fracturación, El Tranquilo con un rumbo promedio N36° O para la dirección principal y N60° E para la conjugada, y Bajo Grande con valores de dirección principal N64° O y conjugada de rumbo N36° E, estos dos últimos prácticamente idénticos a los obtenidos más al norte (Panza, 1982).

Para la totalidad de la Hoja 1:250.000 Gobernador Gregores se pretendió efectuar la ponderación de todas las estructuras de la misma (más de 900), pero los resultados no fueron satisfactorios ante la gran superposición de datos entre los rumbos N20° O y N70° O, lo que impedía separar claramente las direcciones principales de ambos sistemas de fracturación.

Por tal motivo, se prefirió analizar en forma separada a la mitad septentrional de la Hoja (600 estructuras) y a la mitad austral (335 estructuras), cuyo resultado gráfico se observa en los diagramas de fracturación de la Figura 8 (b y c).

En la mitad norte, el sistema El Tranquilo mantiene para la dirección principal un rumbo N26° O y para la conjugada N57° E, mientras que el Sistema Bajo Grande conserva una dirección principal de rumbo N53° O y conjugada de rumbo N25° E. Estos valores son totalmente coincidentes con los obtenidos por Panza (1986) para la zona de La Manchuria.

Para la mitad sur de la Hoja, los valores obtenidos son aún más afines a los definidos por Panza (1982), ya que se obtuvieron rumbos N37° O y N64° E para las direcciones principal y conjugada del Sistema El Tranquilo, y N60° O y N36° E para las correspondientes del Sistema Bajo Grande.

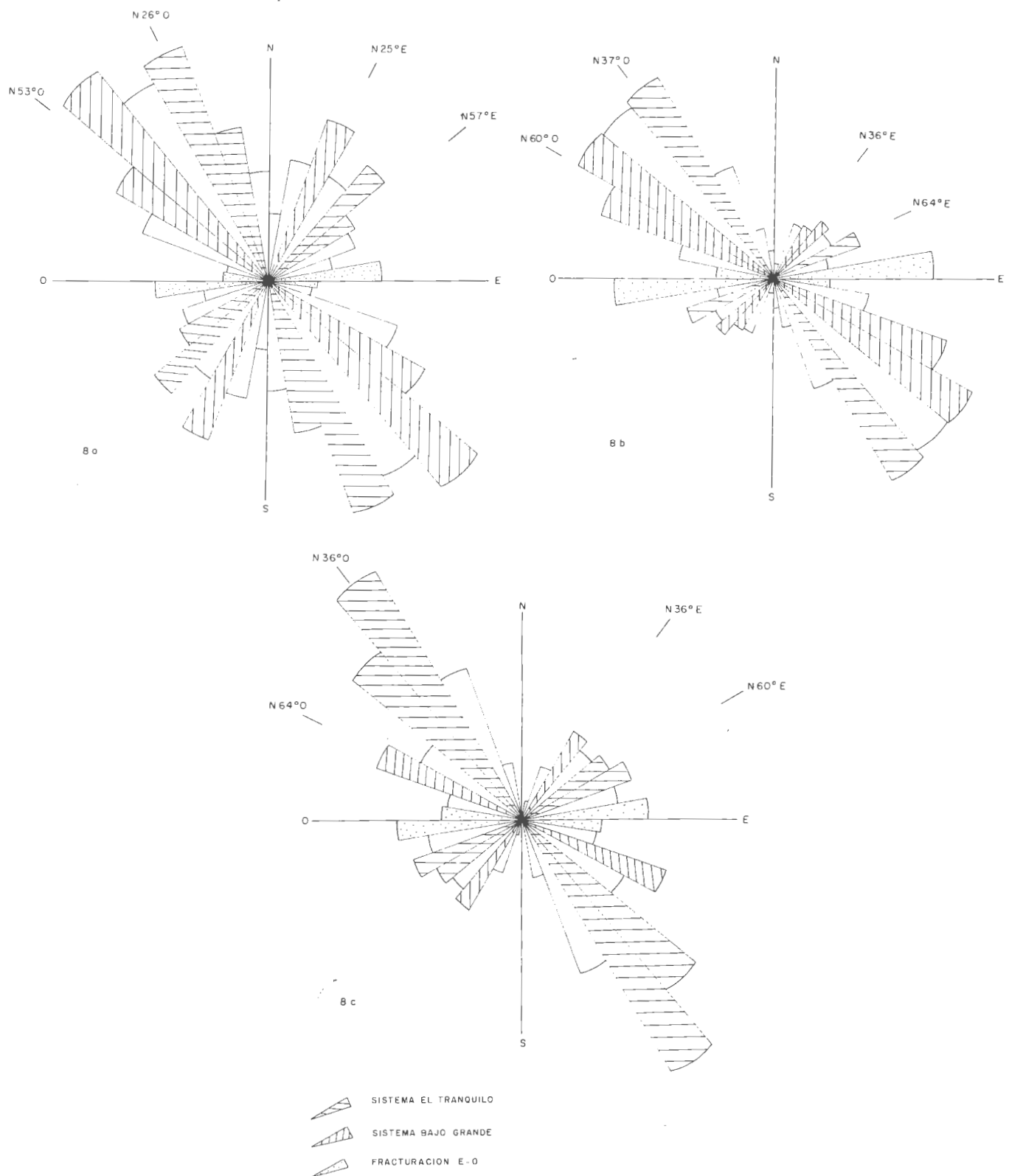


Figura 8a, 8b y 8c. Diagramas de fracturación de las mitades septentrional y austral de la Hoja Gobernador Gregores, y del sector minero del Lote 18 (tomado de Panza, 1987), con las alineaciones principal y conjugada de los Sistemas El Tranquilo y Bajo Grande, y la dirección de fracturación E-O.

No hay evidencias concretas y claras en la comarca, ante la escasez de elementos estructurales secundarios, para establecer con certeza las características de ambos sistemas así como el movimiento relativo según las direcciones principales y conjugadas. No obstante, las evidencias objetivas indicadas por las relaciones geológicas disponibles al este (Panza, 1982; 1995a) sugerirían para la dirección principal del Sistema El Tranquilo un desplazamiento horizontal levógiro, y quizás del tipo dextrógiro para su conjugada. Hay asimismo una componente vertical en ambas direcciones de fracturación, si bien posiblemente no demasiado importante. La presencia de desplazamiento de rumbo en la dirección conjugada indicaría que se trata de una comarca en la que la intensidad de la deformación ha sido moderada (Ramos, 1977).

Dado que en la deformación por cupla el sistema más reactivo es el transversal a los esfuerzos (Coira et al., 1975), puede deducirse que la dirección noroeste ($N25^{\circ}-35^{\circ} O$), por ser la más importante, es la que transmitió los esfuerzos principales mediante deformación por cizalla.

Con respecto al sistema de fracturación Bajo Grande, el mismo autor interpreta también un desplazamiento horizontal levógiro para la dirección principal (la cual tiene asimismo un desplazamiento vertical marcado). Esta característica se confirma también en base a tres pequeños pliegues de arrastre situados al norte del cerro Tres Tetras, asociados a fallas de rumbo $N45^{\circ}-50^{\circ} O$. Para la dirección conjugada se ha inferido desplazamiento horizontal de tipo dextrógiro, con una componente vertical siempre presente. Nuevamente la dirección noroeste es la que transmitió los esfuerzos mediante deformación por cizalla.

Siguiendo los criterios sustentados por Coira et al., (1975) se considera que las direcciones principal y conjugada de ambos sistemas son direcciones regmáticas de fracturación.

De acuerdo a Ramos (1976), la dirección del esfuerzo principal al sur de la bisectriz del ángulo formado por ambos sistemas reactiva la dirección noroeste como falla de desplazamiento de rumbo levógira, mientras que la dirección nordeste se reactiva en menor magnitud como dextrógira, coincidiendo con la dirección de tensión dentro de la placa. Por lo tanto, si consideramos ambas direcciones y la bisectriz de las mismas, es evidente que para el Sistema El Tranquilo los esfuerzos compresivos que originaron la reactivación de las fracturas regmáticas debieron provenir del oeste, mientras que para el Sistema Bajo

Grande han provenido del oeste-suroeste. Esta migración hacia el sur de los esfuerzos para el caso del sistema temporalmente más joven, podría ser quizás coincidente con alguno de los episodios diastróficos que ocasionaron el levantamiento de la Cordillera Patagónica.

No obstante, en algunos momentos de la historia geológica de la comarca (por ejemplo, a principios del Jurásico superior), las direcciones principales de ambos sistemas habrían actuado como zonas de alivio tensional, controlando el emplazamiento de la mayor parte de los filones de cuarzo epitermal correspondientes al episodio póstumo del ciclo efusivo jurásico. Por ejemplo, para el área de Manantial Espejo, la disposición de las estructuras mineralizadas está asociada a fracturas pertenecientes a la dirección principal del sistema Bajo Grande (Schalamuk et al., 1994).

Cabe mencionar que con dirección predominante este-oeste (dentro del intervalo $N80^{\circ}-100^{\circ} E$) se encuentran algunas estructuras de importancia, todas posiblemente del tipo directo. Al naciente (Panza, 1982) se reconoció como una dirección de fracturación temporalmente más joven que las anteriores.

Si bien muchas estructuras afectan solamente a rocas del Grupo Bahía Laura, sin interesar a los depósitos cretácicos suprayacentes, en otras ocasiones fallas con las mismas direcciones aparecen en algunas localidades afectando a elementos de las Formaciones Bajo Grande y Baqueró, o incluso a los basaltos eoterciarios y a sedimentitas patagониenses. En estos últimos casos se trata de reactivaciones de las fracturas regmáticas en tiempos posteriores al Oligoceno, es decir en el Terciario medio a superior y quizás en el Cuaternario, posiblemente debido a movimientos de algunas de las fases del III ó IV Movimiento Andico.

Finalmente, estos sistemas de fracturas y lineamientos observados serían los responsables de las grandes sinuosidades del río Chico (Marín, 1984), los cuales, debido a su gran longitud de onda cercana a los 50 km, no pueden ser sólo el resultado de causas netamente geomórficas.

4. GEOMORFOLOGÍA

Desde el punto de vista geomorfológico, predomina en la comarca la acción fluvial como modeladora del paisaje. Sin embargo, como se trata de una región de clima semidesértico, la erosión fluvial no es muy intensa y en algunos sectores son importantes los

efectos producidos por acción eólica o fenómenos de remoción en masa. Asimismo, la actividad volcánica ha sido un importantísimo factor en la morfología local.

Previo al análisis geomorfológico de la comarca, se incluye una breve síntesis fisiográfica de la misma, en sus aspectos orográficos e hidrográficos.

Se pueden reconocer dos sectores netamente distintos en la Hoja Gobernador Gregores: el netamente mesetiforme, dominante en el sector austral y occidental, y el de relieve irregular de cerros y picos aislados que alternan con zonas bajas en las que se observan grupos de lomadas o extensos escoriales basálticos, que caracteriza al centro y nordeste de la Hoja.

El relieve de la mitad austral y occidental de la Hoja se caracteriza fundamentalmente por la presencia de extensas planicies mesetiformes, las cuales están recortadas por numerosísimas depresiones sin salida de variadas dimensiones. Las planicies más elevadas están coronadas con mantos basálticos que protegen a las unidades sedimentarias inferiores, más fácilmente erosionables, observándose en sus márgenes paredones abruptos que se resuelven hacia abajo en un áspero relieve con deslizamientos rocosos. Otras planicies, con diferente cota y exentas de cobertura basáltica, presentan bordes redondeados y laderas más tendidas, con material en tránsito, que se resuelve suavemente hacia un nivel inferior.

Se puede reconocer una meseta elevada, la que se encuentra en el sector centro-occidental, con una altura media de unos 700 a 800 m sobre el nivel del mar, y otras de menor desarrollo pero de alturas semejantes, como las mesetas de Molinari, del Once, del cerro Tejedor y de Cali, esta última algo más baja (alrededor de 600 m). Sobre estas mesetas se destacan varios aparatos volcánicos, muy destacables en el paisaje debido a que por su altura sobresalen netamente en la superficie de las planicies. Entre ellos, los cerros Trinkil Aike (949 m), Negro (894 m), Bandera (928 m), El Martillo (924 m), Colorado de Peicovich (904 m), Tejedor (848 m) y Alto (840 m).

Otra meseta volcánica de importancia es la de los cerros Baguales (880 m) y Corona (853 m), en la esquina nororiental de la Comarca. En ese mismo sector se destacan en el relieve local las chimeneas volcánicas de los cerros Gorro (978 m) y Tres Tetos (817 m), abruptas elevaciones de paredes casi verticales visibles desde grandes distancias.

En el sureste se tienen otros tres niveles mesetiformes, con pendiente regional hacia el este, coronados por mantos de gravas y con alturas medias de unos 380-400 m sobre el nivel del mar, 300-350 m

y 270-300 m respectivamente, la inferior con valores mínimos de 250 m al naciente.

El resto de la comarca, es decir, el sector central y nororiental, se caracteriza por una morfología muy recortada e irregular, con un paisaje en el que se destacan cerros y conos volcánicos aislados, alternando con lomadas redondeadas y mesetas de reducidas dimensiones. Dentro de este paisaje se encuentran gran cantidad de bajos endorreicos cuya parte central está ocupada por guadales y lagunas temporarias.

Las mayores elevaciones se encuentran en el sector centro-norte, constituidas por un conjunto de altas cumbres de formas mayormente redondeadas que en su mayor parte sobrepasan los mil metros sobre el nivel del mar, y entre las que se destacan los cerros La Mata (que con una altitud de 1060 m, es el más alto de la Hoja), Alto de María Esther (1032 m) y Puntudo (948 m).

Numerosos conos volcánicos sobresalen netamente por su altura y son destacables por la perfección de sus formas. La gran mayoría excede los 700 m sobre el nivel del mar, y entre los pocos que tienen nombre se citan el Puntudo (1000 m), Lavatorio (875 m), Quemado (819 m), Elena (737 m) y Tres Picos (725 m). Elevaciones de menor altura pero igualmente destacables en este sector son los cerros Horqueta (950 m), Piche (800 m), Iliria (746 m), Paíke (662 m) y Mirador (617 m).

Dentro de las depresiones endorreicas, las más importantes por su extensión son las de la laguna Iliria, situada a 550 m sobre el nivel del mar, y la del Guadal de Baqueró, de estancia La Solita y de 17 de Marzo, que con cotas ligeramente inferiores a 200 m son los sectores más bajos de la Hoja.

La esquina suroccidental de la comarca forma parte de la cuenca imbrífera del río Chico de Santa Cruz, que es el único curso de aguas permanentes. Nace en el noroeste, en la meseta de la Muerte y es colector de los ríos Capitán, Lista y Belgrano, fuera de los límites de la Hoja. Llega al ámbito de ésta bordeando las mesetas basálticas, en amplias curvas y luego se dirige hacia el sureste, vertiendo sus aguas al océano Atlántico.

El valle del río Chico es ancho y profundo; su cauce, que ha desarrollado un sinnúmero de meandros, se bifurca al este de la sierra Oveja, formando la isla Fea.

En todo el resto del área los innumerables cañadones y zanjones de reducidas dimensiones vierten aguas en depresiones sin desagüe. Todos los cauces son de régimen efímero y llevan agua solamente en el invierno, que es la estación de las lluvias.

Las cuencas centrípetas, en su mayoría desconectadas entre sí, tienen un escurrimiento pobremente desarrollado.

A los fines de una mejor comprensión, se ha subdividido el área ocupada por la Hoja Gobernador Gregores en varios sectores de acuerdo a los procesos dominantes en cada uno de ellos y a las formas resultantes. Ellos son:

- Relieve donde la acción fluvial es dominante
- Relieve volcánico (modificado por acción subaérea)
- Relieve mesetiforme
- Relieve de depresiones endorreicas
- Valle del río Chico de Santa Cruz

RELIEVE DONDE LA ACCIÓN FLUVIAL ES DOMINANTE

La evolución del paisaje, por erosión fluvial, sobre rocas de muy distinta resistencia a la erosión, da como resultado morfologías distintas. Por ello puede reconocerse varios sectores según la litología predominante y las características del drenaje.

Ambiente de la Formación Bajo Pobre

Se trata de un paisaje de lomadas negruzcas, bajas, chatas y redondeadas, en las que se destacan esporádicamente algunas elevaciones algo más altas y puntiagudas. Los afloramientos rocosos son en general poco marcados, en muchos casos como crestones apenas sobresalientes en el terreno y con erosión en formas redondeadas; otras veces se reducen a lajas sueltas en la parte cuspidal de las lomadas. Las áreas entre las distintas elevaciones están cubiertas por material en tránsito.

El drenaje presenta un diseño dendrítico bien desarrollado, con poco o nada de control estructural salvo en los colectores principales, que están casi siempre ajustados a líneas de falla o fractura.

Ambiente de las ignimbritas jurásicas

Estas rocas constituyen el paisaje más abrupto y quebrado de la comarca, ya que los potentes mantos de ignimbritas resaltan en el relieve formando altos paredones de 10 a 20 m de altura, abruptas crestas y pináculos de paredes subverticales. Es común el desarrollo de un

marcado diaclasamiento vertical, con formación de anchas columnas prismáticas algo irregulares.

No obstante, en algunos lugares forman pequeñas bardas de poca altura (dos a cuatro metros) o lomadas bajas con asomos redondeados apenas aflorantes en el terreno; otras veces, las lomadas están cubiertas por lajas o pequeños bloques sueltos.

Otro rasgo característico de este paisaje es la presencia de innumerables cavidades y cuevas, algunas de gran tamaño. Muchas han sido aprovechadas como refugio por los indígenas y en ellas se encuentran pictografías, como en la cueva de las Manos cerca de la estancia La Evelina o en el río Seco al norte de mina Campamento 1.

Las rocas contienen abundantes litoclastos tobáceos y fragmentos pumíceos, y la meteorización de los mismos trae aparejada la formación de gran cantidad de huecos al ser eliminados los materiales originales. La progresiva destrucción de los materiales por meteorización y por acción eólica va aumentando el tamaño de las cavidades, que se disponen al principio en forma subparalela a la pseudofluidalidad de las ignimbritas, con formas alargadas. La separación de la roca en lajas acentúa el proceso de formación de cavernas, y es también destacable la descamación esferoidal, que hace que las paredes de éstas sean lisas y con superficies redondeadas.

En algunos casos es también notable la disyunción de la roca en bloques en forma de bochas y bochones esferoidales por procesos de escamación catafilar, ahuecamiento basal y lateral y alveolación; se llegan a observar incluso típicos ejemplos de reducción fungiforme.

La red de drenaje suele ser de diseño rectangular-angular debido al fuerte control estructural ejercido sobre los cursos de agua por diaclasas y fracturas. Este ajuste a la estructura es sobre todo marcado en los colectores troncales, todos de régimen efímero. Estos arroyos prácticamente no desarrollan planicie aluvial al labrar su cauce en las ignimbritas chonizkenses; por el contrario, el valle suele ser muy angosto, llegándose a originar una estrecha garganta de paredes verticales abruptas y elevadas. En gran parte de su recorrido, estos colectores están regulados por fallas y fracturas, por lo que se pueden clasificar como ríos subsecuentes, ajustados a la estructura (línea de falla). En muchos casos son individualmente del tipo anastomosado.

El perfil transversal de los demás valles es en V tendida, y en el perfil longitudinal se observan algunos saltos y desniveles. Todos estos caracteres indican un estado de juventud avanzada dentro del ciclo

geomórfico fluvial. Asimismo, la presencia de las ignimbritas ha permitido el desarrollo de terrazas estructurales en algunos valles.

En este ambiente hay también fenómenos de remoción en masa (deslizamientos, caídas de rocas, etc.), si bien netamente subordinados a la acción fluvial; se desarrollan principalmente al pie de los altos paredones ignimbríticos.

Ambiente de la Formación La Matilde

Se caracteriza por un relieve suavemente ondulado, chato, con lomadas redondeadas en las que se destacan unos pocos estratos más resistentes; se encuentran casi siempre cubiertas por un pavimento de lajas y pequeños trozos, y muchas veces casi totalmente desprovistas de vegetación. La cobertura parcial por materiales modernos y otros en tránsito es muy abundante y dispuesta por lo común en las áreas entre elevaciones.

La red de drenaje está poco desarrollada, dado que la presencia de gran cantidad de depresiones sin salida determina un **diseño** centrípeto multicuenal con pocos colectores que drenan las aguas ocasionales hacia los bajos endorreicos.

Hay un cierto control estructural (y también litológico) de los cursos de agua, sobre todo de los más largos. Cuando la cobertura cuaternaria es más espesa, el diseño suele ser dendrítico. El perfil transversal de los valles es suave y tendido.

Ambiente de las piroclastitas eocretácicas

El paisaje es del tipo mesetiforme o con lomadas redondeadas; se encuentran numerosas mesillas y pedestales (*buttes*) o pequeñas crestas homoclinales, que se producen por la presencia de un banco superior resistente (generalmente psamítico) que protege a las capas friables inferiores. Algunos pináculos subverticales han quedado como formas de erosión relícticas, destacándose el cerrito Pirámide en el Lote 18 y, el Testigo y el Kiosko cerca de la estancia Bajo Tigre.

En el sector donde las piroclastitas se encuentran protegidas en su techo por un manto basáltico, se desarrolla a veces una escarpa de erosión, cuyo frente suele ser bastante abrupto y continuo. Aquí se notan los efectos producidos por remoción en masa, principalmente bajo la forma de deslizamientos rotacionales y caída de bloques. Se destaca al respecto el sector del cerro Gorro y el «Anfiteatro de Ticó».

En estas bardas altas de las Formaciones Bajo Grande o Baqueró es típica la erosión en forma de

«tubos de órgano», así como la erosión diferencial que remarca notablemente la alternancia de estratos cineríticos friables (que forman mediacañas) con otros tobáceos más consolidados que se destacan como pequeñas cornisas. La presencia de algunos bancos consolidados de mayor desarrollo lleva en casos a la formación de planicies estructurales por arrasamiento, de las que incluso pueden llegar a observarse varios niveles a diferentes alturas.

La red de drenaje presenta un diseño dendrítico bien desarrollado, sin evidencias de ajuste a la estructura, salvo probablemente en los colectores troncales. Estos últimos son de régimen efímero, de hábito anastomosado, y desarrollan planicies aluviales generalmente bastante anchas; los principales son los zanjones La Virginia y Los Granaderos.

Un paisaje local de bad-lands o huaiquerías, con gran cantidad de huecos y sumideros, puede llegar a desarrollarse en algunos de los afloramientos de la Formación Bajo Grande (como entre los cerros Gorro y Tres Tetos), así como más raramente en los depósitos baqueroenses.

Ambiente de las sedimentitas terciarias

Los asomos de las coquinas o areniscas coquinoideas patagónicas son reducidos y discontinuos, de muy poco espesor, pero donde la consolidación de las rocas y su posición subhorizontal determina que se dispongan como pequeñas mesetas o cornisas de bordes verticales. El frente de los afloramientos es una escarpa de erosión en activo retroceso por el proceso de remoción en masa (caída de bloques, más raramente deslizamientos).

El paisaje de bad-lands es característico para los asomos de las sedimentitas santacrucenses; se trata de faldeos de mesetas o lomadas de formas redondeadas, totalmente cubiertas de regolito o depósitos modernos, y sin ninguna cobertura vegetal. Son de laderas moderadamente empinadas a suaves, y en los pocos casos en que se observa algún banco más resistente (casi siempre una arenisca o conglomerado), el mismo se destaca como cornisa en el relieve.

En este ambiente la red de drenaje, bastante pobre, presenta un diseño dendrítico bien desarrollado, sin evidencias de ajuste a la estructura.

Es fundamentalmente en este mismo ambiente de sedimentitas y piroclastitas donde se han desarrollado los dos ciclos más modernos de pedimentos de flanco. Estas superficies de erosión, actualmente muy disectadas por procesos fluviales, tienen una leve inclinación hacia el nivel de base local, casi siempre

un bajo endorreico o, en algún caso, el valle del río Chico. En base a la posición topográfica y a las características litológicas de los depósitos que los cubren es que se han diferenciado los dos ciclos de pedimentación.

RELIEVE VOLCÁNICO (modificado por acción subaérea)

El vulcanismo basáltico es uno de los procesos importantes que ha intervenido en el desarrollo de la morfología, ya que las principales elevaciones de la comarca corresponden a formas construccionales debidas a la actividad volcánica, posteriormente degradadas por acción subaérea con formación de extensas planicies estructurales lávicas.

Como hay algunas diferencias morfológicas entre los paisajes de las coladas terciarias y las plioceno superior-pleistocenas, se ha subdividido al ambiente basáltico en dos subunidades, según la edad de las vulcanitas.

Ambiente del Basalto Cerro del Doce

Aparecen como remanentes de coladas lávicas que constituyen planicies estructurales en la actualidad muy desmembradas por acción fluvial y en partes por procesos de remoción en masa. Se trata de lomadas redondeadas casi sin preservación de bardas o bien con escarpas de reducida altura. En muchos casos son dominantes las mesillas, montes testigo y pedestales (*butte*), que se conservan como testimonio de la mayor extensión anterior de las planicies.

Se observan también pequeñas chimeneas volcánicas de forma cónica puntiaguda, con buen desarrollo de disyunción columnar, como es el caso del cerro Campana.

Ambiente del Basalto Alma Gaucha

Se trata en casi todos los casos de formas mesetiformes típicamente tabulares, subhorizontales o con ligera inclinación al este, cuya superficie esencialmente plana y la gran extensión alcanzada serían muchas veces consecuencia del desarrollo de planicies estructurales previas a la emisión de las lavas. En el caso del sector de los cerros Corona y Baguales, se trata de remanentes de una planicie estructural otrora extensa y homogénea, de la que actualmente quedan también como exponentes numerosas mesillas.

El frente de las planicies estructurales es una barda elevada, subvertical, que constituye una abrupta escarpa de erosión en activo retroceso por procesos de remoción en masa (deslizamientos y caída de rocas).

Debido a que las vulcanitas más resistentes se apoyan sobre un sustrato constituido por sedimentitas friables, se produce una situación favorable para la movilización de grandes bloques por remoción en masa.

Los cerros Gorro y Tres Tetras son típicas chimeneas o necks volcánicos, actualmente muy desmantelados por la erosión, en los que se destaca el diaclasamiento columnar tan característico de estas formas.

En casi todos los afloramientos del Basalto Alma Gaucha (así como en los correspondientes a los demás ciclos volcánicos básicos) la gran resistencia de los basaltos a la acción de los agentes erosivos ha determinado típicos ejemplos de inversión de relieve, debido a la destrucción de las piroclastitas y sedimentitas infrayacentes, mucho más friables.

Ambiente del Basalto Gregores

Constituye un campo lávico con pendiente hacia el sur, en el que se pueden diferenciar dos sectores. En el norte, las formas están disectadas, con una pendiente original marcada, donde debido a la erosión principalmente fluvial se produjo una inversión del relieve; quedan actualmente lenguas basálticas elevadas, desproporcionadas dentro del paisaje. En el sector sur, en cambio, estas lenguas se resuelven en una meseta tabular, con inclinación más suave y en cuyos bordes se observan efectos de remoción en masa.

El apilamiento de las coladas sepultó totalmente un paisaje previo labrado en la Formación Santa Cruz. La superficie de la meseta es algo áspera en el extremo sur, pero en el resto está parcialmente cubierta por material arenoso permitiendo el fácil tránsito de cabalgaduras y automotores. Es llamativa la ausencia de bajos y lagunas en esta superficie, los cuales caracterizan a los otros campos basálticos miocenos.

Ambiente de los Basaltos Strobel y Cerro Tejedor

Constituyen típicas planicies estructurales basálticas de amplio desarrollo, sobre todo en el primero de los ciclos.

El borde de la planicie estructural está representado por una abrupta barda subvertical, que es una

escarpa de erosión que se encuentra en activo retroceso debido a fenómenos de deslizamiento y caída de rocas, favorecido por el carácter friable de las sedimentitas del sustrato.

Los deslizamientos tienen formas típicas de medialuna, con sus terrazuelas inclinando hacia el interior de la meseta y reconociéndose claramente los bloques comprometidos en el movimiento, los que pueden llegar a ser de gran tamaño.

Los rasgos característicos del deslizamiento basáltico se van perdiendo por acción fluvial a medida que se desciende por la pendiente alejándose de las bardas. Las formas agudas se van suavizando hasta dar un paisaje de lomadas redondeadas y depresiones interpuestas, por remodelado de los deslizamientos más antiguos.

La superficie de la meseta es irregular, salpicada por numerosas depresiones sin salida, casi siempre de pequeñas dimensiones. Son de forma subcircular o elongada en planta, con diámetros que varían usualmente entre 50 y 200 m, pero que pueden superar el kilómetro.

Los centros de emisión correspondientes a estas lavas se conservan aún, tratándose por lo general de conos o centros volcánicos de mediana dimensión, como los cerros Trinkil Aike, Negro, Alto, Peicovich, El Martillo y El Puma para el caso del Basalto Strobel. Para el caso del Basalto Cerro Tejedor las bocas de emisión mejor conservadas son el cerro homónimo, que es un cono del tipo doblemente aportillado, compuesto por aglomerados volcánicos y algunas lavas basálticas intercaladas, y el cerro 1 de Abril. También se encuentran algunos pequeños necks o probables conductos de alimentación, que como abruptos crestones se destacan entre las sedimentitas friables de la Formación Santa Cruz. Caben mencionar al Cerrito y a la sierra Oveja.

Material basáltico se distribuye en forma irregular sobre la superficie de las mesetas, por lo general como bloques de gran tamaño. Su origen se debe a la meteorización física o desintegración mecánica de los basaltos por congelifracción. El material más fino se distribuye por acción eólica como montones de arena fina, entre los bloques de mayor tamaño. En la meseta del cerro Tejedor y en inmediaciones de otras bocas, se encuentra abundante material piroclástico suelto, como escorias, bombas y lapillis.

Ambiente de los basaltos plioceno superior-pleistocenos

Son extensos mantos basálticos de poco espesor (medio a seis metros) que se han derramado en las

partes más bajas del relieve, cubriendo amplios sectores de la comarca, en la que conforman numerosos campos lávicos que pueden llegar a ser de grandes dimensiones. El más extenso se encuentra en el sector centro oriental de la Hoja, penetrando en la vecina Hoja Tres Cerros (Panza, 1995a). Su longitud total supera los 84 km, con un ancho que varía entre los 10 y 20 kilómetros. Algunos de estos campos lávicos (como los del cerro Bandera, El Martillo o en la meseta de Cali) se han implantado en forma dispersa dentro del relieve volcánico más antiguo.

Se puede reconocer claramente la adaptación del desplazamiento de las coladas al relieve previo, habiendo sepultado éstas las partes bajas del paisaje anterior. No obstante, el sepultamiento de este paisaje no fue total, ya que han quedado numerosas ventanas lávicas convexas o *step-toes* (González Díaz, 1970) que se manifiestan como pequeñas elevaciones emergiendo sobre el paisaje basáltico que las rodea.

Varios ejemplos de inversión de relieve, por erosión de las rocas infrayacentes más friables, se reconocen en el ambiente de estos basaltos. En estos sectores se han formado abruptas bardas subverticales en las que se observan fenómenos de remoción en masa, si bien sin los rasgos característicos de un área afectada por deslizamientos.

Asimismo la destrucción por erosión de antiguas ventanas lávicas convexas produjo otros casos de inversión de relieve. Las rocas que en su momento no fueron sepultadas por las coladas basálticas, han sido eliminadas por erosión diferencial (se trata generalmente de tobas o sedimentitas mucho menos resistentes a la acción de los agentes erosivos que los basaltos que las rodean), con la formación de bajos sin salida dentro del paisaje lávico. En otras oportunidades la eliminación de las masas rocosas anteriores al basalto aún no ha concluido, conservándose remanentes de la ventana lávica.

Los rasgos internos de estas lavas, en especial la forma subsférica y regular que adquieren las numerosas vesículas y amígdulas, así como el desarrollo de una sección central potente con estructura maciza o microvesicular, indican que se trata de lavas del tipo pahoehoe; la falta de una superficie muy escabrosa y accidentada, formada por una cubierta de fragmentos de escoria espinosos y cortantes, apunta también en ese sentido.

El relieve superficial es algo áspero, dificultando el trazado de huellas; está compuesto por bloques y lajas sueltas, algunos de grandes dimensiones, pero las caras de los fragmentos no son rugosas sino lisas y pulidas.

Las bocas de emisión de estas erupciones, bien identificables por ser formas prominentes dentro del relieve local, son de tipo central, y se trata de típicos conos piroclásticos. Existen más de 60 conos en la comarca. Son de planta circular o más raramente elipsoidal, con una depresión central o cráter en algunos casos ocupada por una laguna (como en el cerro Lavatorio), y en general de escasa altura sobre el relieve circundante, no más de 130 metros. La mayor parte es del tipo aportillado, con una o dos escotaduras. En todos los casos corresponden a una única emisión, ya que no se distingue superposición de conos.

El cráter y las laderas de los conos están cubiertos por escoria basáltica, como trozos, bloques y bombas de color rojo ladrillo a morado por oxidación y sumamente vesiculares, por lo que son muy livianos. La escoria es de un tamaño que oscila entre uno y cinco centímetros de diámetro, pero también se encuentran innumerables bombas mayores, con longitudes entre 10 y 30 centímetros. Estas bombas son de los tipos «en corteza de pan» o en «bosta de vaca» citados por González Díaz (1970); en muchos casos tienen superficies rugosas (a veces con sectores escoriáceos) o se presentan con estriaciones paralelas al eje mayor de la bomba, que suele ser groseramente cilíndrica. El centro de las bombas es casi siempre muy vesicular y de color más morado que la corteza, más maciza y de color rojo fuerte.

Excepcionalmente se reconocen algunas calderas, de las que la más destacable se sitúa al este del cerro Bandera. Es de forma circular de algo menos de dos kilómetros de diámetro, y con un albardón basáltico de hasta un metro y medio que la bordea por el norte y el este; por el sur presenta una escotadura que se conecta con una estructura de flujo colapsada. El evento se desarrolló en tres etapas (Marín, 1984): la más antigua corresponde a la caldera y su campo lávico. Un segundo pulso se produjo desde un cono muy dismantelado y una caldera más pequeña al oeste de la anterior, desde donde fluyó lava hacia el este cubriendo el sector austral del campo lávico. Finalmente, entre las dos calderas se sitúan dos conos (uno es el cerro Bandera), que emitieron pequeñas coladas hacia el norte y el oeste, respectivamente.

RELIEVE MESETIFORME

Este paisaje se desarrolla fundamentalmente en el sector austral de la Hoja Gobernador Gregores, desde donde se extiende ampliamente al sur y al este.

Se pueden reconocer varios niveles de mesetas: la más elevada, actualmente bastante disectada, se desarrolla en todo el sector occidental de la Hoja, constituyendo las mesetas del Once, de El Puma-El Martillo, de Molinari y de Cali, donde en buena parte por encima de depósitos de gravas se derramaron lavas basálticas neógenas y cuaternarias. Otras dos superficies mesetiformes se encuentran al este de la meseta de Cali, a un nivel topográfico más bajo, y con un desarrollo mucho más reducido. La tercera planicie, que es la más baja y también de gran extensión areal, se encuentra inmediatamente al norte de las anteriores, en el sector sur-oriental de la comarca.

En algunas mesetas se reconocen otros escalones o subniveles, pero éstos no tienen continuidad física ni una buena expresión topográfica.

Se trata de superficies prácticamente llanas, cubiertas por un delgado manto de gravas y arenas, con pendiente regional hacia el este y nordeste. En la planicie más baja emergen, a modo de montes-islas, algunos asomos de la Formación Chon Aike, como los situados al sur de las estancias La Gruta y La Generosa.

Dentro de estas planicies se encuentran varias depresiones sin salida, algunas de grandes dimensiones, como los bajos situados al este de estancia 17 de Marzo o al sur y sureste de estancia 8 Hermanos. Una (o varias) laguna temporaria ocupa la parte más deprimida de los bajos.

La red hidrográfica no está integrada, desaguardo los cortos cursos de agua efímeros en las depresiones sin salida.

Las mesetas están limitadas por una escarpa de erosión, actualmente muy disectada y con un diseño en planta sumamente irregular con engolfamientos y apófisis. La cubierta de rodados está en proceso de remoción, de manera que se encuentra un tapiz de rodados y material suelto formando un talud que enmascara a las unidades subyacentes.

Los depósitos psefíticos han sido denominados Formaciones La Ensenada, Pampa de la Compañía, La Flora, Alta Vista, Mata Grande y La Avenida. La primera de ellas corresponde al primer ciclo de agradación pedemontana coincidente con la principal etapa de levantamiento de la Cordillera Patagónica.

En el caso de la Formación Pampa de la Compañía, la acción fluvial ha tenido también gran importancia, ya que a raíz de la disposición encauzada entre mesetas algo más elevadas que tiene la unidad en comarcas orientales, se estima que podría constituir un paleocauce del antiguo río Chico, siguiendo la pendiente regional hacia el este (Parza e Irigoyen,

1995). En este caso, el paleo río debe haber alcanzado la costa atlántica a la latitud de Puerto San Julián (Panza et al., 1994).

La Grava La Flora constituye una pequeña superficie mesetiforme con pendiente regional al noroeste, muy disectada por erosión posterior. Si bien Auer (1970) consideró a estos depósitos como till estratificado, tal consideración es dudosa, ya que dicho autor no dio explicaciones al respecto. Quizás sea el resultado de un nuevo evento de agradación pedemontana. La misma génesis tienen los depósitos de la Formación Alta Vista, situados al norte de Gobernador Gregores, con pendiente regional al sur y sureste. Sin embargo, la agradación estuvo controlada por un nivel de base distinto que el correspondiente a la Grava La Flora, en este caso el tramo este-oeste del paleo río Chico.

La Formación Mata Grande, por lo menos parcialmente, formaría parte de unidades geomórficas del tipo de los pedimentos, y más exactamente, de pedimentos de flanco. Como están desarrollados fundamentalmente sobre las sedimentitas patagónicas, se trataría de glaciares (pedimento desarrollado sobre rocas sedimentarias). Habrían intervenido en su dispersión, procesos relacionados con pedimentación, acción fluvial y remoción en masa, de acuerdo a las ideas de Fidalgo y Riggi (1970). Sin duda ha sido de significación en su transporte y deposición la acción de crecientes laminares producidas en clima árido o semidesértico, debidas a precipitaciones esporádicas y copiosas. La acción fluvial, con desarrollo de condiciones dinámicas de sedimentación altas, habría actuado en forma complementaria contribuyendo a la planación de la cubierta de gravas.

También ha sido importante la acción fluvial en la génesis de las gravas de la Formación La Avenida, las que podrían haber integrado la planicie aluvial de un paleo río Chico.

Con respecto al origen de los bajos sin salida desarrollados sobre estas superficies mesetiformes cubiertas por depósitos psefíticos, se habrían iniciado por sublavado de materiales (*piping*); luego la acción combinada de agua de origen pluvial, meteorización física y química, escasa acción fluvial y una intensa deflación, habrían continuado con el ensanchamiento y profundización de los bajos.

RELIEVE DE DEPRESIONES ENDORREICAS

Se encuentran diseminadas por toda la comarca innumerables cuencas sin desagüe ocupadas en sus

sectores más profundos por barreales o lagunas temporarias. Estas depresiones forman el nivel de base local de erosión en gran parte del área en estudio.

Las de mayor tamaño son la laguna Iliria, el guadal de Baqueró, el de la estancia La Solita, la laguna del 19 y otra sin nombre situada al norte del cerro Tejedor, y la de la esquina noroccidental de la Hoja, también innominada.

La forma en planta de estas depresiones es por lo general elíptica o subcircular, si bien en los casos de mayor tamaño es muy irregular. Lo más común es que tengan diámetros entre algún centenar de metros hasta dos o tres kilómetros, con profundidades variables (hasta 25 y más metros), estando los cuerpos de agua generalmente recostados sobre uno de los bordes de la cuenca.

Los cuerpos de agua actuales de las lagunas situadas al norte del cerro Tejedor y al este de la estancia 17 de Marzo, se encuentran marginados en sus bordes oriental y septentrional por superficies de antiguas playas y por dos o tres líneas de cordones litorales psefíticos, con rumbos aproximados N-S hasta NO-SE.

Asimismo, algunos de estos bajos presentan en su margen oriental (opuesto a la procedencia de los vientos dominantes del oeste), acumulaciones de material eólico sin formas definidas (montón de arena), producto de la deflación que remueve el sedimento fino de las playas.

Por efectos de los fuertes vientos, y luego de esporádicas lluvias, algunos rodados y bloques son llevados a veces hacia la zona central de los barreales, tal como lo indicaran De Giusto et al. (1971).

Las cuencas cerradas muestran una red de drenaje del tipo centrípeto, con colectores efímeros que no son de igual longitud en toda la superficie de la cuenca.

Con el fin de un mejor entendimiento en el origen de los bajos sin salida, se dividen en tres grupos: a. los elaborados dentro del ambiente de ignimbritas, tobas y sedimentitas, b. los ubicados en las mesetas basálticas, y c. los elaborados en el ambiente mesetiforme cubierto por depósitos psefíticos.

La explicación del origen de los bajos sin salida, rasgo geomórfico tan típico de la Patagonia, es un tema de discusión aún no totalmente resuelto. Muchas ideas e interpretaciones se han formulado sobre este tema; un breve resumen de las mismas puede encontrarse en Feruglio (1929) y en Methol (1967). Diversos autores (Feruglio, 1929; Fidalgo y Riggi, 1965; Methol, 1967; Fidalgo, 1973) se inclinan por

la hipótesis del origen múltiple de los bajos sin salida.

Se interpreta que en la formación del primer grupo de depresiones, un control combinado estructural (fracturación, en muchos casos plegamiento) y litológico (alternancia de estratos duros con otros más blandos), fue el que ha desencadenado la formación de los bajos en determinados lugares. Se considera que el proceso de sublavado postulado por Schiller (1923) también puede haber tenido alguna influencia.

La acción eólica, a través del proceso de deflación causada por los fuertes vientos tan frecuentes en la zona, debe haber sido y continúa siéndolo, probablemente el factor principal en la remoción del material suelto y la elaboración de los bajos. La misma está asociada a la actuación de otros factores (meteorización física y química, remoción en masa, lavaje en mantos, acción fluvial), que en conjunto contribuyen a la destrucción de la roca de base y por consiguiente al ensanchamiento y profundización de los bajos. La coalescencia de bajos adyacentes trae como resultado la formación de una depresión de mayor dimensión.

La explicación del origen de los bajos elaborados en el ambiente mesetiforme, ya ha sido desarrollada en el capítulo correspondiente.

Con respecto a los bajos elaborados en el ambiente basáltico y sobre todo a los desarrollados en el ambiente de los basaltos pleistocenos, su origen sería la eliminación por erosión diferencial de rocas más friables que permanecieron como ventanas lávicas convexas luego de la emisión de las lavas. La destrucción de estas rocas por la combinación de los factores citados (meteorización, remoción en masa, acción fluvial y eólica, etc.) produce en primer lugar una inversión de relieve con formación de una depresión, y posteriormente da lugar a la ampliación de la misma. Se encuentran en la zona ejemplos de las tres etapas posibles: ventanas lávicas convexas que se mantienen como elementos positivos; otras en las que ya se ha comenzado a desarrollar la depresión (caso del Bajo Barrientos-cerro Mirador y del monte y laguna Iliria), y finalmente los casos en que la inversión del relieve es total (Bajos Mackenzie y Feo).

Otro tipo de depresiones son las labradas en las coladas basálticas mio-pliocenas. Son cuencas por lo general de reducidas dimensiones, de planta subcircular y por lo común sin ningún colector. En sus bordes se observa una orla de detritos, salvo en las mayores

donde ya hay una franja de deslizamientos. La unidad infrayacente son las rocas friables de la Formación Santa Cruz, o las gravas de la Formación La Enseñada.

Para la formación de estas cuencas podría aplicarse la secuencia postulada por Methol (1967), la cual comenzaría con el sublavado de las rocas infrayacentes y su transporte por suspensión y/o solución hasta la formación de una cavidad que debilita el techo basáltico. Este se hundiría posteriormente dando comienzo a la creación de una depresión, la cual se ensancharía y profundizaría de la forma citada para las demás cuencas, es decir, por la combinación de meteorización, acción hídrica, remoción en masa, deflación, etc.

VALLE DEL RÍO CHICO

El sector suroccidental de la Hoja forma parte de la cuenca imbrífera del río Chico de Santa Cruz, la que se integra con corrientes que tienen sus nacientes en los escasos lagos de reducidas dimensiones del área cordillerana, donde se originan sus principales tributarios. Los valores de caudal medio medidos para el río Chico varían entre 16 y 30 m³/segundo.

El valle es desproporcionado en menos, al igual que en la mayoría de los grandes ríos patagónicos, debido a que su caudal fue mucho mayor durante los períodos de deshielo del englazamiento cordillerano.

En la Hoja, el río Chico, de régimen permanente, corre enmarcado entre varios niveles de terrazas fluviales, y su hábito es meandriforme, desarrollando una planicie aluvial de entre 2500 y 6000 m de ancho, el cual coincide con la faja de meandros. Sobre la superficie de su llanura aluvial aún quedan vestigios de canales abandonados y meandros abandonados, albardones semilunares y lagunas en collera debido a la resección del cuello de los meandros. En el lecho del río hay bancos e islas de gravas, una de las cuales, situada inmediatamente al sur de Gobernador Gregores, es conocida como la isla Fea.

En casi todo su recorrido el río se encuentra marginado por superficies llanas bastante continuas, de escasa altura y gran amplitud, las cuales están en partes cubiertas por aluvio y cuyas alturas decrecen gradualmente hacia el valle. Se trata de tres niveles de terrazas fluviales cíclicas, que aparecen surcadas por arroyos divagantes y meandros abandonados convertidos en lagunas. Asi-

mismo hay acumulaciones eólicas de escasa altura.

El nivel (I) más elevado tiene una suave pendiente hacia el sur en el sector de estancia La Lucha y hacia el este en el área de Gobernador Gregores. Su altura media es de unos 475 m sobre el nivel del mar en sus asomos septentrionales, para bajar a 375 m más al sur. Se lo considera la planicie aluvial más antigua del río Chico.

A continuación, separadas entre sí por una escarpa de erosión, en tramos inexistente, se suceden los niveles de 275-325 m (II) y de 280-260 m (III), extendiéndose por debajo de este último la planicie aluvial actual del río Chico. Estos dos niveles de terrazas se desarrollan principalmente en el tramo del río situado al sur de Gobernador Gregores.

Cabe mencionar la probable presencia de restos de un nivel de terraza más antigua que el Nivel I, al oeste de estancia La Tapera y cerca de la estancia La Lucha.

Los depósitos del primer nivel de terrazas tienen continuidad lateral con las gravas de la Formación La Avenida, que se desarrollan al este de la localidad de Gobernador Gregores, continuando hasta la costa atlántica (Panza, 1995a, b). Estas formas corresponden a un momento en la evolución geomórfica del paleo río Chico, en la que el mismo había labrado su cauce entre las mesetas basálticas dirigiéndose hacia su desembocadura en el mar con franca dirección oeste-este. Su cauce llegaba al Atlántico al norte de Puerto San Julián, quizás siguiendo en parte el curso del actual río Seco (Panza, 1995a, b).

En esos momentos, el caudal aportado por el río Chico era sensiblemente mayor que el actual, y estaría probablemente relacionado con etapas de deshielo de los glaciares desarrollados en el área cordillerana. Es muy posible una vinculación temporal con el gran episodio de glaciación registrado por Mercer (1976, 1983) para el norte de la provincia de Santa Cruz alrededor de los 3,6 a 3,5 Ma.

Con posterioridad, el tramo occidental del río Chico, aguas arriba de Gobernador Gregores, fue capturado por la erosión retrocedente de un tributario de la margen izquierda del río Shehuén o Chalfá. En consecuencia, a partir de entonces el tramo inferior del río Chico tiene dirección noroeste-sureste, para ir a desembocar en la ría de Santa Cruz, cerca de la localidad de Comandante Luis Piedrabuena (Panza e Irigoyen, 1995). Es por eso que las terrazas II y III, posteriores a la captura, se desarrollaron fundamentalmente en este tramo del río.

5. HISTORIA GEOLÓGICA

Ciclo Patagónico (Ramos y Ramos, 1979; Ramos, 1983)

El primer episodio geológico que se registra corresponde al Ciclo Patagónico, del Triásico superior al Cretácico superior, en el cual se desarrolla la mayor actividad magmática en la comarca y en todo el Macizo del Deseado.

Se trata del derrame de las coladas basálticas y andesíticas de la Formación Bajo Pobre, asociadas a bancos de aglomerados volcánicos básicos; esta unidad es del Dogger inferior y estaría relacionada a fracturación profunda, con rifting, en una etapa previa al desmembramiento del continente de Gondwana.

La secuencia anterior es cubierta por un nuevo complejo piroclástico-lávico-sedimentario, caracterizado por la emisión de ignimbritas de composición riolítica acompañadas por abundantes piroclastitas y tufitas. Este ciclo efusivo fragmentario, de gran magnitud en el ámbito de la comarca y de todo el Nesocratón del Deseado, corresponde al Grupo Bahía Laura, atribuido al Mesojurásico superior a Suprajurásico inferior, e integrado por las Formaciones Chon Aike (ignimbrítico-lávica) y La Matilde (piroclástica-sedimentaria), ambas interdigitadas entre sí. El ambiente en que se depositan estas rocas es continental, con un modelo fluvial a lagunar desarrollado en un clima templado algo húmedo de acuerdo al registro fósil hallado en la Formación La Matilde (bosques de coníferas, anuros y reptiles).

Desde el punto de vista geotectónico (de Barrio, 1989) este vulcanismo silícico correspondería a una asociación petroectónica de áreas de prerift en zonas de intraplaca continentales (Malumián y Ramos, 1984). Las mismas estarían sujetas a un régimen traccional intenso, en momentos previos al futuro desmembramiento del continente de Gondwana (Buhin et al., 1979), con la separación de Sudamérica y África y la apertura del Océano Atlántico.

Los últimos eventos de la etapa de prerift están representados por el ascenso de soluciones hidrotermales póstumas, sobresaturadas en cuarzo y volátiles, las que son responsables de la mineralización auro-argentífera presente en la Hoja.

Con posterioridad sobreviene un nuevo período diastrófico que afecta fuertemente a las rocas chon-aikenses y matildenses y que corresponde a los movimientos del Jurásico superior. Podría tratarse tanto de los Intramáficos o Fase Araucánica (Fase Santa

Cruz de Stipanovic y Rodrigo, 1969), así como también a los de la Fase Catanilílica. La duda con respecto a la exacta delimitación de los movimientos actuantes es debida a la incierta ubicación temporal de la Formación Bajo Grande, suprayacente al Grupo Bahía Laura. Panza (1982, 1995a) se inclina, con dudas, a considerar a la Fase Araucánica como la responsable de la dislocación principal del Grupo citado, no descartando sin embargo la posible actuación de la otra fase diastrófica.

Como consecuencia de dichos movimientos se produce una estructura de bloques sobreelevados y hundidos, con la delimitación al término del diastrofismo de un esquema de cuencas y subcuencas elongadas en el antepaís, en las que se deposita la Formación Bajo Grande. Se trata de depósitos continentales fluviales (areniscas, tobas y tufitas) asignados tentativamente al Kimmeridgiano superior-Hauteriviano.

Tras la sedimentación de la Formación Bajo Grande se produce un nuevo episodio diastrófico, correspondiente a la Fase Austríaca o Miránica, la cual es responsable de la discordancia angular entre la unidad precitada y la Formación Baqueró, de edad barremiano-aptiana. Esta, de gran distribución areal, es continental, acumulándose el Miembro Inferior en un ambiente fluvial mientras que el Superior es consecuencia de la depositación directa de lluvias de cenizas en un relieve con pocos desniveles y con formación de paleosuelos en varios períodos; al final de la sedimentación se reinstala en algunas localidades un ambiente fluvial con depositación de conglomerados y areniscas.

Con posterioridad a la sedimentación de la Formación Baqueró se produce en el Cretácico superior un movimiento compresivo y de ascenso de bloques (movimientos Intersenonianos o Fase Patagónica Principal), que ocasiona la fracturación y plegamiento suave de las rocas baqueroenses como respuesta al ascenso diferencial de bloques.

Ciclo Ándico

En las postrimerías del Cretácico y principios del Terciario se produce en sectores orientales del Macizo del Deseado (Panza, 1995a) la ingresión atlántica del mar daniano, debida posiblemente a un cambio local en el nivel del mar (Malumián y Ramos, 1984).

Con este evento comienza en la provincia geológica el registro del Ciclo Andico, terciario-cuaternario.

El ascenso y consecuente continentalización luego de la ingresión daniana, se atribuye también a cambios eustáticos globales del nivel del mar.

Sobreviene a continuación un período de erosión, para registrarse a posteriori, a consecuencia de los movimientos de distensión en la Cordillera Patagónica, un ciclo efusivo basáltico (Basalto Cerro del Doce, de edad eocena), y, tras un breve período erosivo, otro ciclo efusivo básico alcalino (Basalto Alma Gaucha) referido al Oligoceno inferior a medio.

La Fase Incaica (Primer Movimiento del ciclo Ándico), podría ser responsable de un nuevo y progresivo hundimiento del continente, el cual trae aparejado el ingreso de un ambiente marino somero en el Oligoceno superior, cuyos depósitos están representados por la Formación Monte León.

A partir de la regresión de este mar, vinculada quizás con la Fase Pehuénchica, epirogénica, toda el área permanecerá sobreelevada hasta la actualidad. Como consecuencia de la continentalización del área, se depositan en el Mioceno inferior las rocas epi y piroclásticas de la Formación Santa Cruz.

Como consecuencia de varios períodos de alivio tensional producido por fracturación cortical profunda, se tienen los derrames de lavas básicas correspondientes a los ciclos del Mioceno inferior alto (Basalto Gregores), del Mioceno superior (Basalto Strobel) y del Plioceno inferior (Basalto Cerro Tejedor).

En el Mioceno medio, por su parte, y como respuesta a uno de los episodios principales de levantamiento de la Cordillera Patagónica, se produce la acumulación de un potente manto de gravas, la Formación La Ensenada.

Varios movimientos epirogénicos ascensionales tienen lugar en el Neógeno alto y Cuaternario, produciendo como consecuencia de los mismos períodos de erosión y posterior agradación.

Así, se produce la acumulación de distintos niveles de gravas y arenas, resultantes de varios episodios de agradación pedemontana o de sedimentación fluvial, debidos a la acción de algunas de las Fases del Tercer Movimiento del Ciclo Andico.

Se registran los depósitos de las Formaciones Pampa de la Compañía, La Flora y Alta Vista (todas del Mioceno superior alto), Mata Grande (Plioceno inferior bajo), La Avenida y las terrazas fluviales del primer nivel (ambas del Plioceno inferior más alto).

En las postrimerías del Plioceno inferior se produce un importante acontecimiento que modifica en

adelante la evolución geomorfológica de la comarca, como es la captura del tramo superior del río Chico, en inmediaciones de Gobernador Gregores, por la erosión retrocedente de un afluente del río Shehuén o Chaliá. A partir de ese momento, el río Chico mantendrá una dirección sureste para desembocar en la ría de Santa Cruz cerca de Comandante Luis Piedrabuena, mientras que su antiguo valle este-oeste quedará abandonado y la vieja planicie aluvial estará representada por las gravas y arenas de la Formación La Avenida.

En el Plioceno superior (a Pleistoceno inferior), por su parte, se produce el derrame de las lavas del Basalto La Angelita, último episodio volcánico básico que tiene lugar en la comarca.

Ya en el Pleistoceno y quizás Holoceno, se registran los depósitos de otros dos niveles de terrazas fluviales asociadas al río Chico, así como otros que cubren a dos superficies de pedimentación. Estos depósitos podrían ser consecuencia de ascensos debidos quizás al III y IV Movimiento del ciclo Andico.

En el Holoceno la comarca se encuentra afectada por procesos de erosión fluvial y eólica y de remoción en masa, de los que son testimonio los depósitos de conos y planicies aluviales en los cauces actuales, los sedimentos finos en los bajos sin salida y los productos de deslizamientos en los faldeos de las mesetas basálticas.

6. RECURSOS MINERALES

Aproximadamente desde el año 1950 existe actividad minera en la superficie abarcada por esta Hoja, que desde el punto de vista histórico ha estado dirigida a la explotación de arcillas plásticas caolínicas. En el último lustro se suma una intensa exploración por metales nobles, desarrollada en forma esencial por empresas internacionales. Ella deviene como consecuencia del descubrimiento del distrito minero Cerro Vanguardia en el marco de la Hoja Geológica "Tres Cerros", ubicada inmediatamente al este, y por la extensión de las unidades portadoras de la mineralización sobre gran parte de la comarca aquí descripta. Como resultado de esta actividad más del 50% de la superficie de la Hoja está cubierta, a la fecha, por áreas de cateo, áreas de reserva minera y manifestaciones de descubrimiento, algunas de ellas con proyectos de exploración en etapas avanzadas (hasta prefactibilidad).

MINERALES METALÍFEROS

Oro-Plata

Como se mencionara previamente, existe un gran número de manifestaciones de actividad hidrotermal (silicificación, caolinización, filones cuarcíferos) relacionadas al vulcanismo jurásico. Algunas poseen contenidos auroargentíferos anómalos que quizás con exploraciones más profundas puedan transformarse en verdaderos yacimientos. Sin embargo, al presente, sólo las observables en terrenos de la estancia Manantial Espejo (y estancia La Alianza) pueden ser consideradas como un verdadero depósito mineral.

a) Yacimiento Manantial Espejo

Localizado a unos 10 km al noreste de la estancia homónima, se halla epigénicamente encajado en vulcanitas basandesíticas de color morado oscuro a negro de la Formación Bajo Pobre, tobas y aglomerados de composición riolítica de la Formación Chon Aike y tobas finamente estratificadas y aglomerados volcánicos de la Formación La Matilde. La litología chonaikense alberga la mayoría de las mineralizaciones (Figura 2).

La mineralización se presenta bajo la forma de vetas, stockworks y cuerpos de reemplazo asociados a brechas. Estas yacencias marcan la predominancia del control estructural de la mineralización sobre el control litológico (restringido a las áreas de silicificación por reemplazo).

Las vetas poseen relleno silíceo principal, constituido por cuarzo, calcedonia y ópalo, que se encuentra intercrecido con adularia muy minoritaria y frecuentemente transformada en caolín (Schalamuk et al., 1994). Muestran texturas bandeadas y parcialmente macizas y es común la presencia de reemplazos pseudomórficos de sílice según baritina y/o calcita y de espacios abiertos con texturas en peine.

Su mineralogía metálica es sencilla aunque muy difícilmente distinguible a ojo desnudo o lupa. Son mencionados por Schalamuk et al. (1994) oro libre, electrum, argentita, uytenbogaardita y pirita. El mismo autor cita además la presencia de arsenopirita, limonitas, hematita especular y óxidos de manganeso asociados a galena en una de las vetas del yacimiento (veta "La Flecha").

La estructura mineralizada más importante y sobre la cual se ha concentrado la exploración es la veta

"María", cuyas dimensiones, rumbo e inclinación han sido mencionados en capítulos precedentes. Resta agregar que la estructura presenta sinuosidades en sentido del rumbo como así también en el de la inclinación, que coinciden con aumento de espesor y tenores ("clavos" mineralizados); asimismo los tenores auríferos se incrementan notoriamente dentro de delgadas bandas cuarcíferas (3 a 10-15 mm de espesor), de coloración grisácea, que se intercalan en la mena.

Las corridas acumuladas de todas las estructuras vetiformes del yacimiento superan los 10.000 m de longitud (Schalamuk et al., 1994) y los espesores varían entre decímetros hasta casi dos decenas de metros.

Los stockworks se disponen, como continuación en el sentido del rumbo de las estructuras filonianas, sobre las cajas de las mismas o bien como estructuras aisladas cubriendo áreas relativamente extensas. El más importante es el ubicado en proximidades de la veta "María", con una longitud cercana a los 80 m y 5 m de ancho promedio. Está constituido por haces de venillas con relleno silíceo y espesores variables entre pocos milímetros y 10-15 centímetros.

Las zonas de reemplazo silíceo masivo en el área son varias. La más importante parece ser la ubicada unos 3 km al noroeste de la veta "María". Presenta una longitud de 200-250 m por 60-70 m de ancho y una potencia máxima aflorante cercana a los 30 metros. Se desarrolla afectando tobas finas laminadas subhorizontales coronadas por aglomerados volcánicos, ambos pertenecientes a la Formación La Matilde. El reemplazo por material silíceo es total aunque se conservan las estructuras originales de las rocas. En posición central, a lo largo de este cuerpo, se distingue un conjunto de crestones, de orientación este-nordeste, muy compactos y conformados por una brecha de clastos silíceos subredondeados a redondeados cementados por ópalo y calcedonia rojizos. El afloramiento en su conjunto podría representar la parte cuspidal (superficial o subsuperficial) de un sistema epitermal fósil (Cunningham, Ch., com. pers.)

Si bien se conoce la existencia de valores anómalos en oro y plata tanto en los stockworks como en las zonas de reemplazo silíceo, se desconoce su cuantía y distribución.

El yacimiento ha sido explorado por medio de trincheras y sondeos. Se llevan perforados hasta el momento más de 10.000 m y el programa continúa. Una parte (menor) de los pozos fue realizada con el método de aire reverso y la restante con diamantina.

La empresa concesionaria (Triton Mining Corp. - Suc. Argentina-) se halla realizando tareas para

prefactibilizar el yacimiento intentando probar una reserva estimada en algo más de 900.000 oz Au, distribuidas en aproximadamente 4.000.000 t, con un contenido promedio de 7,6 gramos de Au por tonelada.

b) Otras manifestaciones

Se menciona en este apartado un grupo de manifestaciones hidrotermales, todas encajadas en tobas y/o ignimbritas riolíticas de la Formación Chon Aike, en las que se realizaron labores exploratorias superficiales de regular intensidad y en las cuales se ha comprobado fehacientemente la presencia de metales nobles.

En este contexto se inscribe un conjunto de manifestaciones de descubrimiento (Haydee, Evangelina, etc.) que están siendo exploradas por FOMICRUZ S.E. con técnicas geoquímicas, geofísicas y con trinchereo en superficie, y otras, vecinas a la estancia La Rosita, que han sido objeto de mapeos detallados y muestreo intensivo de las estructuras aflorantes, por varias empresas internacionales.

Entre las primeras, la denominada Haydee consiste en un afloramiento silíceo principal en el que se registran las mayores anomalías auroargentíferas (Tessone, M., com. pers.) formando parte del aparente relleno de un cruce de fracturas, enmascarado por un extenso halo de alteración caolínica intensa, y varias zonas de fractura silicificadas, de reducidas dimensiones. En la manifestación Evangelina se presenta un pequeño filón de 250 m de corrida y 0,80 m de espesor máximo aflorante, con relleno silíceo y texturas propias del epitermalismo. Una muestra de esquirlas del mismo arrojó un valor de 8 gramos de Au por tonelada. Dentro del área de protección de esta manifestación, algunos cientos de metros al sureste del filón descrito anteriormente, se presenta esporádicamente un conjunto de filoncillos silíceos subparalelos que parecen representar el relleno de las fracturas de alivio existentes dentro de una zona de cizalla mayor. La superficie donde se ubican los grupos de filoncillos tiene un rumbo N 200°, un ancho variable entre 50 y 100 m y una longitud cercana a los 700 metros. También en ellos se han registrado anomalías geoquímicas en oro.

En el área de la estancia La Rosita, 500 m al este-sureste del casco de la misma, aflora un filón cuarcífero en una longitud próxima a los 2.000 m; su potencia es variable entre 0,30 y 3 m, inclina 70° S y su sinuosa traza posee una dirección N 85°. El muestreo geoquímico determinó la existencia de varias muestras anómalas, con un valor máximo de 3 gramos de Au por tonelada.

CUADRO-RESUMEN DE INDICIOS Y OCURRENCIAS MINERALES

Nº INDICIO	SUSTANCIA	NOMBRE	LOCALIDAD	COORDENADAS		HOJA 1:100.000	LITOLOGIA	UNIDAD CARTOGRAFICA	EDAD	MINERALOGIA	LABORES MINERAS
1	Oro-Plata	Haydee	La Manchuria	4657700	2435100	4969-2	Tobas e ignimbritas riolíticas	F. Chon Aike	Dogger-Malm	Au-Q	Trincheras, pozos
2	Oro-Plata	Evangelina	La Manchuria	4650600	2433300	4969-2	Tobas e ignimbritas riolíticas	F. Chon Aike	Dogger-Malm	Au-Q	Trincheras, pozos
3	Oro-Plata	La Rosita	Gobernador Gregores	4620300	2450100	4969-8	Tobas e ignimbritas riolíticas	F. Chon Aike	Dogger-Malm	Au-Q	No existen
4	Oro-Plata	Yacimiento Manantial Espejo	Gobernador Gregores	4594300	2461900	4969-14	Basandesitas, basaltos, tobas e ignimbritas riolíticas	F. Bajo Pobre, F. Chon Aike, F. La Matilde	Dogger-Malm	Au-Ag-El-Arg-Uyt-Py-Q-Cld-Op-(Lim-Hem-Oxmn-Ga)	Trincheras. Más de 10.000 m de perforaciones
5	Arcillas plásticas caolínicas	Campamento 1 (La Araucana, Pehuenches, Mariampal, La Coipa, Liu Cura, El Choique, El Charabón, Las Perdices, Elsa, La Emilia)	Distrito Lote 18	4611000	2480900	4969-9	Arcillas, areniscas y tobas	F. Baqueró	Barremiano-Aptiano	Arcillas caolínicas	Numerosas canteras
6	Arcillas plásticas caolínicas	Campamento 2 (La Tehuelche, El Charito, El Chulengo Caiquén, La Tincar, Piche, Campamento, La Liebre, Guanaco)	Distrito Lote 18	4609000	2479600	4969-9	Arcillas, areniscas y tobas	F. Baqueró	Barremiano-Aptiano	Arcillas caolínicas	Numerosas canteras
7	Arcillas plásticas caolínicas	Huiliches	Distrito Lote 18	4605200	2476600	4969-15	Arcillas, areniscas y tobas	F. Baqueró	Barremiano-Aptiano	Arcillas caolínicas	Destapes

CUADRO-RESUMEN DE INDICIOS Y OCURRENCIAS MINERALES

Nº INDICIO	SUSTANCIA	NOMBRE	LOCALIDAD	COORDENADAS		HOJA 1:100.000	LITOLOGIA	UNIDAD CARTOGRAFICA	EDAD	MINERALOGIA	LABORES MINERAS
8	Arcillas plásticas caolínicas	Graciela	Distrito Lote 18	4604500	2477200	4969-15	Arcillas, areniscas y tobas	F. Baqueró	Barremiano- Aptiano	Arcillas caolínicas	Destapes y trincheras
9	Arcillas plásticas caolínicas	El Puma	Distrito Lote 18	4602800	2480500	4969-15	Arcillas, areniscas y tobas	F. Baqueró	Barremiano- Aptiano	Arcillas caolínicas	Cantera
10	Arcillas plásticas caolínicas	Campamento 3 (Mariampal 2a., Mariampal 3a., Yolanda)	Distrito Lote 18	4600700	2482000	4969-15	Arcillas, areniscas y tobas	F. Baqueró	Barremiano- Aptiano	Arcillas caolínicas	Canteras, labores subterráneas
11	Arcillas plásticas caolínicas	La Barranca (El Verano, El Alba)	Distrito Lote 18	4615800	2487300	4969-9	Arcillas, areniscas y tobas	F. Baqueró	Barremiano- Aptiano	Arcillas caolínicas	Canteras
12	Arcillas plásticas caolínicas	Sector Pirámides (Pirámide, Pirámide II, Lin Cale)	Distrito Lote 18	4612700	2483500	4969-9	Arcillas, areniscas y tobas	F. Baqueró	Barremiano- Aptiano	Arcillas caolínicas	
13	Arcillas plásticas caolínicas	Don Jacinto	Distrito Lote 18	4604900	2489000	4969-15	Arcillas, areniscas y tobas	F. Baqueró	Barremiano- Aptiano	Arcillas caolínicas	Labores subterráneas
14	Arcillas plásticas caolínicas	Campamento 4 (El Cimarrón, Refractaria, Los Baguales)	Distrito Lote 18	4602900	2485600	4969-15	Arcillas, areniscas y tobas	F. Baqueró	Barremiano- Aptiano	Arcillas caolínicas	Pequeñas canteras

Abreviaturas: Ag: plata; Arg: argentita; Au: oro; Cld: calcedonia; El: electrum; Hem: hematita; Ga: galena; Lim: limonitas; Oxmn: óxidos de manganeso; Op: ópalo; Py:
Q: cuarzo; Uyt: uytebogaardita

Posiblemente varios de los filones cuarcíferos que se marcan en la carta geológica sean anómalos en su contenido auroargentífero pero se desconocen los resultados de los muestreos preliminares efectuados.

MINERALES INDUSTRIALES

Arcillas Plásticas

Distrito Minero de los Lotes 18 y 19

Los yacimientos de arcillas de los Lotes 18 y 19 de las Secciones A y B del departamento Magallanes constituyen un importante distrito minero y sobre ellos se desarrolla una de las principales actividades mineras de extracción en la provincia de Santa Cruz.

Las concentraciones de arcillas plásticas caolínicas se ubican en los niveles inferiores de la Formación Baqueró, conformando paquetes lenticulares intercalados entre areniscas y tobas de la misma unidad.

Los lentes poseen espesores variables entre 0, 20 a 3 m y longitudes máximas próximas a los 200 metros. Están generalmente constituidos por bancos superpuestos de espesor individual variable entre 0, 10 y 1 metro. Las calidades y coloraciones de las arcillas varían entre lentes que se engranan lateralmente e incluso entre los distintos bancos de un mismo lente.

Conforman el distrito siete yacimientos principales (Campamentos 1, 2, 3 y 4, "El Puma", "La Barranca" y "Don Jacinto"), cada uno de ellos con numerosas minas, y varias manifestaciones minerales aisladas. La ubicación geográfica de los yacimientos y su entorno geológico se muestran en la Figura 4. Para la descripción detallada de cada uno de los depósitos y de las características físico-químicas de los materiales extraídos de ellos, se remite al lector al trabajo presentado por Panza (1987).

La explotación de los lentes arcillosos, de posición horizontal, se realiza a cielo abierto. Los frentes de canteras tienen de 30 a 200 m de longitud, 2 a 8 m de profundidad y hasta 100 m de avance. Cuando varios lentes arcillosos se superponen, el espesor explotable puede ser superior a los 5 m aunque, en promedio, no supera los 2 metros. En algunos frentes con potentes encapes (8-10 m) se ha optado, en el pasado, por explotación subterránea por cámaras y pilares, labores que a la fecha se hallan abandonadas y resultan en general inaccesibles.

Las reservas del distrito, estimadas por Padula (en Panza, 1987), ascenderían a 3.000.000 t de arcillas plásticas de diferentes calidades.

Las minas en explotación, los materiales extraídos y las características granulométricas, mineralógicas y físicoquímicas salientes de los mismos se tabulan a continuación.

Mina	Material	Retenido #325	Alúmina	Oxido de Hierro	% Partíc. < 2μ	% Caolín	% Cuarzo
Araucana	SUPER	2, 5	21	0, 9	55	58	40
Tehuelche	ZETA	4, 5	20	0, 8	46	55	43
La Tincar	T-3	5, 0	19	0, 6	43	50	48
Puma	T-24	3, 0	27	1, 2	58	70	28
Mariampal	T-32	3, 3	30	1, 0	55	78	22
Barrancas	PUMA	2, 5	24	1, 1	62	63	35

Fuente: Piedra Grande S.A.M.I.C.A. y F/1996

7. SITIOS DE INTERÉS GEOLÓGICO

Existen en la Hoja numerosos puntos que pueden ser inventariados por su valor y representatividad para una posible utilización con diversos fines de acuerdo a su interés científico, didáctico o incluso turístico.

Sector de la estancia Bajo Tigre, del «Anfiteatro de Ticó» y de la meseta Baqueró

El mismo reúne un alto grado de interés científico y didáctico en varios aspectos. En su carácter de localidad tipo de la Formación Baqueró, y como el sector donde tienen mejor desarrollo los dos Miem-

bros que componen la unidad, reviste marcado interés estratigráfico.

Es también fundamental el interés paleontológico del sector, por el contenido en fósiles vegetales en varios niveles dentro de la Formación Baqueró.

Desde el punto de vista geomorfológico, es destacable la diversidad de formas de erosión que se desarrollan en las secuencias tobáceas del Miembro Superior de Baqueró, con formación de torres y pináculos como los cerritos Testigo, Pirámide, y el Kiosko.

Al oeste de la meseta Baqueró, el Distrito minero de arcillas y caolines de los Lotes 18 y 19 es de alto interés económico, por desarrollarse allí la principal actividad extractiva minera en la provincia de Santa Cruz (después de la extracción de carbón en el yacimiento de Río Turbio).

Campo filoniano jurásico de Manantial Espejo y alrededores

El mismo configura un elemento de alto interés científico y económico (minero), por sus similitudes con el importante distrito auri-argentífero del cerro Vanguardia, situado al este. Tiene también interés estructural, geomorfológico y, en menor medida, mineralógico.

Bajos Barrientos, Mackenzie y Feo

Los mismos pueden tener interés didáctico para el estudio geomorfológico de las distintas etapas de la

formación de bajos sin salida en un ambiente volcánico moderno.

Campos lávicos basálticos cenozoicos

Varios campos lávicos basálticos presentes en la Hoja, tienen alto valor geomorfológico y didáctico, por el estado de conservación de las formas construccionales volcánicas, en particular los conos. Caben citarse los de los cerros Lavatorio, Elena, Tejedor, La Flecha y Colorado, entre los principales.

Valle del río Chico

Tiene importante interés científico y didáctico para el estudio de la evolución geomorfológica de un valle fluvial de un río desproporcionado en menos, con sus niveles de terrazas y la captura de un tramo del mismo por un antiguo afluente de la margen izquierda del río Shehuén.

Las grandes cuevas con pictografías indígenas

Entre ellas, la cueva de las Manos en estancia La Evelina y las situadas en el cañadón del río Seco al norte de la mina Campamento, configuran un sitio de valor turístico y científico, para el estudio arqueológico de las primeras culturas patagónicas.

BIBLIOGRAFIA

- AMEGHINO, F., 1889. Contribución al conocimiento de los mamíferos fósiles de la República Argentina. Actas Academia Nacional de Ciencias, 6: 1-1028. Córdoba.
- AMEGHINO, F., 1898. Sinopsis geológico-paleontológico. Segundo Censo de la República Argentina, 1: 111-225.
- AMEGHINO, F., 1906. Les formations sédimentaires du Crétacé supérieur et du Tertiaire de Patagonie avec un parallèle entre leurs faunes mammalogiques et celles de l'ancien continent. Anales Museo Nacional Buenos Aires, 15(3) 8: 1-568.
- ANGELELLI, V., I. SCHALAMUK y A. ARROSPIDE, 1976. Los yacimientos no metalíferos y rocas de aplicación de la región Patagonia-Comahue. Anales 17, Secretaría de Minería.
- ARCHANGELSKY, S., 1963a. Notas sobre la flora fósil de la zona de Ticó, provincia de Santa Cruz. Revista Asociación Paleontológica Argentina, 3(2): 57-63.
- ARCHANGELSKY, S., 1963b. *Ibidem*. 2. Tres nuevas especies de *Mesosingeria*. Revista Asociación Paleontológica Argentina, 3(4): 113-122.
- ARCHANGELSKY, S., 1964a. *Ibidem*. 3. *Rufloiria pilifera* n.sp. 4. *Equisetites* sp. Revista Asociación Paleontológica Argentina, 3(8): 221-226.
- ARCHANGELSKY, S., 1964b. *Ibidem*. 5. *Sphenopteris cf. goepperti* Dunker 6. *Cladophlebis* sp. Revista Asociación Paleontológica Argentina, 3(9): 280-284.
- ARCHANGELSKY, S., 1965 a. Dos nuevas localidades con plantas fósiles del Baqueroense (Cretácico inferior) de la provincia de Santa Cruz. Revista Museo La Plata (Nueva Serie) Paleontología, 4(25): 247-257.
- ARCHANGELSKY, S., 1965 b. Tafofloras paleozoicas y eomesozoicas de Argentina. Boletín Sociedad Argentina Botánica, 10 (4): 247-291.
- ARCHANGELSKY, S., 1966. New gymnosperms from the Ticó Flora. Santa Cruz Province, Argentina. Bulletin British Museum Natural History, Geology 13: 259-295.
- ARCHANGELSKY, S., 1967. Estudio de la Formación Baqueró, Cretácico inferior de Santa Cruz, Argentina. Revista Museo La Plata (Nueva Serie) Paleontología, 5: 3-171.
- ARCHANGELSKY, S., 1994. Comparative ultrastructure of three Early Cretaceous gymnosperm pollen grains: *Araucariacites*, *Balmeiopsis* and *Callialasporites*. Review of Palaeobotany and Palynology, 83: 185-198.
- ARCHANGELSKY, S. y A. BALDONI, 1972a. Revisión de las Bennettitales de la Formación Baqueró (Cretácico inferior). Provincia de Santa Cruz. I. Hojas. Revista Museo La Plata (Nueva Serie), Paleontología, 7 (44): 195-265.
- ARCHANGELSKY, S. y A. BALDONI, 1972b. Notas sobre la flora fósil de la zona de Ticó, provincia de Santa Cruz. X. Dos nuevas especies de *Pseudoctenis* (Cycadales). Revista Asociación Paleontológica Argentina, 9 (3): 241-257.
- ARCHANGELSKY, S. y J.C. GAMERRO, 1965. Estudio palinológico de la Formación Baqueró (Cretácico), provincia de Santa Cruz. I. Revista Asociación Paleontológica Argentina, 4(5): 159-170.
- ARCHANGELSKY, S. y J.C. GAMERRO, 1966a. *Ibidem* II. 4(6): 201-209.
- ARCHANGELSKY, S. y J.C. GAMERRO, 1966b. *Ibidem* III. 4(7): 229-236.
- ARCHANGELSKY, S. y J.C. GAMERRO, 1966c. *Ibidem* IV. 4(10): 363-372.
- ARCHANGELSKY, S. y J.C. GAMERRO, 1967. Spore and pollen types of the Lower Cretaceous in Patagonia (Argentina). Review of Palaeobotany and Palynology, 1: 211-217.
- ARCHANGELSKY, S. y T.N. TAYLOR, 1993. The ultrastructure of in situ *Clavatipollenites* pollen from the Early Cretaceous of Patagonia. American Journal of Botany, 80 (8): 879-885.
- ARCHANGELSKY, S. y L. VILLARDESEOANE, 1991. Notas sobre la flora fósil de la zona de Ticó, provincia de Santa Cruz. XI. Morfología y estructura de tres megasporas. Revista Asociación Paleontológica Argentina, 38 (3-4): 353-364.
- ARCHANGELSKY, S. y L. VILLARDESEOANE, 1994. Estudios palinológicos de la Formación Baqueró (Cretácico), provincia de Santa Cruz, Argentina. VI. Revista Asociación Paleontológica Argentina, 31(1): 41-53.
- ARCHANGELSKY, S., A. BALDONI, J.C. GAMERRO y J. SEILER, 1984. Palinología estratigráfica del Cretácico de Argentina austral. III. Distribución de las especies y conclusiones. Revista Asociación Paleontológica Argentina, 21(1): 15-33.
- AUER, V., 1970. The Pleistocene of Fuego-Patagonia. Part V: Quaternary problems of Southern South America Annales Academiae Scientiarum Fennicae, Series A III. Geologica Geographica 100.
- BAKER, P.E., W.J. REA, J. SKARMETA, R. CAMINOS y D.C. REX, 1981. Igneous history of the Andean Cordillera and Patagonian plateau around latitude 46° S. Philosophical Transactions Royal Society London, A 303: 105-149.
- BALDONI, A., 1974. Revisión de las Bennettitales de la Formación Baqueró (Cretácico inferior). provincia de Santa Cruz. II. Brácteas. Revista Asociación Paleontológica Argentina, 9(4): 328-356.
- BAYARSKY, A., 1981. Análisis mineralógico de 20 muestras pertenecientes a la Hoja 55c, Gobernador Gregores. Servicio Geológico Nacional, (inédito).
- BAYARSKY, A., 1982. Análisis mineralógico de 56 muestras de la Hoja 55c, Gobernador Gregores, provincia de Santa Cruz. Servicio Geológico Nacional. (inédito).
- BERRY, E., 1924. Mesozoic plants from Patagonia. American Journal Science, Series 5, 7(42): 473-482.
- BERTELS, A., 1970. Sobre el «Piso Patagoniano» y la representación de la época del Oligoceno en Patagonia austral (República Argentina). Revista Asociación Geológica Argentina, 25 (4): 495-501.

- BERTELS, A., 1977. Estratigrafía y micropaleontología de la Formación San Julián en su área tipo, provincia de Santa Cruz. *Asociación Paleontología Argentina*, 14 (1-4): 233-293.
- BRACACCINI, O., 1968. Panorama general de la geología patagónica (Relatorio). *Actas. 3as Jornadas Geológicas Argentinas*, 1, Relatorio.
- BRUHN, R., Ch. STERN y M.J. DE WIT, 1979. Field and geochemical data bearing on the development of a Mesozoic volcano- tectonic rift zone and back- arc basin in southernmost South America. *Earth and Planetary Sciences, Letters* 41: 32-46.
- BUSTEROS, A., 1982. Estudio petrográfico de 27 muestras correspondientes a la Hoja 55c Gobernador Gregores, provincia de Santa Cruz. *Servicio Geológico Nacional*, (inédito).
- CALDER, M.G., 1953. A coniferous petrified forest in Patagonia. *Bulletin British Museum (Natural History), Geology*, 2(2): 99-138.
- CAMACHO, H., 1974. Bioestratigrafía de las formaciones marinas del Eoceno y Oligoceno de la Patagonia. *Anales Academia Ciencias Exactas, Físicas y Naturales*, 26: 39-57.
- CAMACHO, H. y J.FERNANDEZ, 1956. La transgresión patagoniense en la costa atlántica entre Comodoro Rivadavia y el curso inferior del río Chubut. *Revista Asociación Geológica Argentina*, 11(1): 23-45.
- CARANZA, H.F., 1988. Estudio estratigráfico y paleoambiental de la Formación Baqueró (Cretácico inferior), en el sector norte del Anfiteatro de Ticó, Departamento de Magallanes, provincia de Santa Cruz. *Tesis Licenciatura Universidad Nacional de Buenos Aires*, 64p. (inédito).
- CASAS, J.H., 1963. Informe sobre las Tobas Amarillas y el Baqueroense al sur del río Deseado. *Yacimientos Petrolíferos Fiscales*, 10p. (inédito).
- CAZENEUVE, H., 1965. Datación de una toba de la Formación Chon Aike (provincia de Santa Cruz) por el método potasio-argón. *Revista Asociación Paleontológica Argentina*, 4 (5): 156-158.
- CHARRIER, R., E. LINARES, H. NIEMEYER y J. SKARMETA, 1978. Edades potasio-argón de vulcanitas Mesozoicas y Cenozoicas del sector chileno de la Meseta Buenos Aires, Chile, y su significado geológico. *Actas 7º Congreso Geológico Argentino*, 2(5): 23-41.
- CHARRIER, R., E. LINARES, H. NIEMEYER y J. SKARMETA, 1979. K/Ar ages of basalt flows of Meseta Buenos Aires in southern Chile and their relation to the southeast Pacific triple junction. *Geology*, 7: 436-439.
- COIRA, B., F. NULLO, C. PROSERPIO y V.A. RAMOS., 1975. Tectónica de basamento de la región occidental del Macizo Nordpatagónico (provincias de Río Negro y Chubut). *Revista Asociación Geológica Argentina*, 30 (1): 361-383.
- CRAVERO, F., E. DOMINGUEZ y H.H. MURRAY, 1991. Valores O y D en caolinitas indicadoras de un clima templado-húmedo para el Jurásico superior-Cretácico inferior de la Patagonia. *Revista Asociación Geológica Argentina*, 46 (1-2): 20-25.
- DARWIN, Ch., 1846. Geological observations on South America. En: Escuti, A., 1906. *Anexo Anales Universidad de Chile*, Santiago.
- DE BARRIO, R.E., 1984. Descripción geológica de la Hoja 53c Laguna Olín (Resumidero), provincia de Santa Cruz. *Servicio Geológico Nacional* (inédito).
- DE BARRIO, R.E., 1989. Aspectos geológicos y geoquímicos de la Formación Chon Aike (Grupo Bahía Laura), Jurásico medio a superior, en el noroeste de la provincia de Santa Cruz. *Tesis doctoral* 528 (inédita). *Facultad Ciencias Naturales y Museo*, La Plata.
- DE BARRIO, R.E., 1993. El volcanismo ácido jurásico en el noroeste de Santa Cruz, Argentina. *Actas 12º Congreso Geológico Argentino*, 4: 189-198.
- DE BARRIO, R.E., M. PALMA y J.L. PANZA, 1987. Deseado Massif. Correlation with the Andean Region, en *The Geologic Evolution of South America*, Geological Society of America (inédito).
- DE BARRIO, R.E., G. SCILLATO YANE y M. BOND., 1984. La Formación Santa Cruz en el borde occidental del Macizo del Deseado (provincia de Santa Cruz) y su contenido paleontológico. *Actas 9º Congreso Geológico Argentino*, 4: 539-556.
- DE GIUSTO, J.M., 1956. Informe geológico zona Roca Blanca-Baqueró. *Yacimientos Petrolíferos Fiscales*, 38 p. (inédito).
- DE GIUSTO, J.M., 1957. Informe geológico zona «Agua Alegre-Los Manantiales». *Yacimientos Petrolíferos Fiscales*, 33 p. (inédito).
- DE GIUSTO, J.M., 1958. Informe geológico zona Cº Vanguardia, Cº Primero de Abril, Deptos. de Magallanes, Río Chico y Deseado, provincia de Santa Cruz. *Yacimientos Petrolíferos Fiscales*, 18 p. (inédito).
- DE GIUSTO, J.M., A. DI PERSIA y E. PEZZI, 1980. Nesocratón del Deseado, en 2º Simposio de Geología Regional Argentina, 2: 1389-1430. *Academia Nacional Ciencias Córdoba*.
- DE GIUSTO, J.M., J. SCALABRINI ORTIZ y L. DALLA SALDA, 1971. Fenómenos de deslizamiento de bloques en algunos barreales de la Patagonia (provincia de Santa Cruz). *Revista Museo La Plata (Nueva Serie), Geología* 7 (53): 31-38.
- DELHAES, G., 1913. Sobre la presencia del Rético en la costa patagónica. *Dirección General Minas, Geología e Hidrología, Boletín 1 Serie B (Geología)*: 5-10.
- DI PAOLA, E. y H. MARCHESE, 1973. Litoestratigrafía de la Formación Patagonia en el área tipo (Bajo de San Julián-desembocadura del río Santa Cruz). *Provincia de Santa Cruz. República Argentina. Actas 5º Congreso Geológico Argentino*, 3: 207-222.
- DI PERSIA, A., 1955. Informe previo al levantamiento geológico en escala 1:100.000 de la zona norte de la provincia de Santa Cruz al sur del río Deseado. 2a campaña *Yacimientos Petrolíferos Fiscales*, 36 p. (inédito).

- DI PERSIA, A., 1956. *Ibidem* 3a campaña. Yacimientos Petrolíferos Fiscales, 56 p. (inédito).
- DI PERSIA, A., 1957. *Ibidem* 4a campaña. Yacimientos Petrolíferos Fiscales, 28 p. (inédito).
- DI PERSIA, A., 1958. *Ibidem* 5a campaña. Yacimientos Petrolíferos Fiscales, 27 p. (inédito).
- DI PERSIA, A., 1959. *Ibidem* 6a campaña. Yacimientos Petrolíferos Fiscales, 12 p. (inédito).
- ECHEVARRIA, A., 1983. Estudio paleontológico (ostrácodos) de las muestras pertenecientes a la Hoja 55c. Servicio Geológico Nacional (inédito).
- ECHEVARRIA, A., 1984. Estudio micropaleontológico (ostrácodos) de las muestras Sa (Piedra del Museo) y 307, pertenecientes a la Hoja 54f. Servicio Geológico Nacional, 4 p. (inédito).
- FERELLO, R., 1969. Intento de sistematización geocronológica de las rocas eruptivas básicas en sectores del Chubut y Santa Cruz Norte. Actas 4as Jornadas Geológicas Argentinas, 1: 293-310.
- FERUGLIO, E., 1929. Apuntes sobre la constitución geológica de la región del Golfo de San Jorge. Anales GAEA 3 (2): 395-488.
- FERUGLIO, E., 1937. Una interesante Filicfnea fósil de la Patagonia. Boletín Informaciones Petroleras, 14 (151): 5-20.
- FERUGLIO, E., 1949-1950. Descripción geológica de la Patagonia, 3 tomos. Yacimientos Petrolíferos Fiscales, Buenos Aires.
- FIDALGO, F., 1973. Consideraciones sobre los bajos situados al norte de la provincia de Santa Cruz. Actas 5º Congreso Geológico Argentino, 5: 123-137.
- FIDALGO, F. y J.C. RIGGI, 1965. Los Rodados Patagónicos de la Meseta del Guenguel y alrededores (Santa Cruz). Revista Asociación Geológica Argentina, 20 (3): 273-325.
- FIDALGO, F. y J.C. RIGGI, 1970. Consideraciones geomórficas y sedimentológicas sobre los Rodados Patagónicos. Revista Asociación Geológica Argentina, 25 (4): 430-443.
- FLECK, R.J., J.H. MERCER, A.E. NAIRN y D.N. PETERSON, 1972. Chronology of Late Pliocene and Early Pleistocene glacial and magnetic events in southern Argentina. Earth Planetary Science Letters, 16: 15-22.
- FOSSA MANCINI, B., 1941. Los «bosques petrificados» de la Argentina según M.S. Riggs y G.R. Wieland. Notas Museo La Plata, 6 (Geología), 12: 39-92.
- FRANCHI, M., J.L. PANZA y R. DE BARRIO, 1989. Depósitos triásicos y jurásicos de la Patagonia Extraandina. Cuencas Sedimentarias Argentinas (G. Chebli y L. Spalletti, Eds.), Serie Correlación Geológica 6: 347-378, Tucumán.
- FRENGÜELLI, J., 1933. Situación estratigráfica y edad de la «Zona con Araucarias» al sur del curso inferior del río Deseado. Boletín Informaciones Petroleras, 112: 843-900.
- FURQUE, G. y H.H. CAMACHO, 1972. El Cretácico superior y Terciario de la región austral del lago Argentino, provincia de Santa Cruz. Actas 4as Jornadas Geológicas Argentinas, 3: 61-75.
- GONZALEZ DIAZ, E., 1970. Rasgos morfológicos del área volcánica del cerro volcán Payun-Matru (provincia de Mendoza). Opera Lilloana 20: 1-102.
- GORRING, M.L., S.M. KAY, P.K. ZEITLER, V.A. RAMOS, J.L. PANZA, D. RUBIOLO y M.I. FERNANDEZ, 1995. The Late Cenozoic Evolution of Patagonian Plateau Magmatism, SE of the Chile Triple Junction. (en prensa).
- GOTHAN, W., 1925. Sobre restos de plantas fósiles procedentes de la Patagonia. Boletín Academia Nacional Ciencias Córdoba, 28: 197-212.
- HALPERN, M., 1973. Regional geochronology of Chile, south of 50 latitude. Geological Society of America Bulletin, 84: 2407-2422.
- HATCHER, J.B., 1897. On the Geology of Southern Patagonia. American Journal Science, Series 4, 4(23): 321-354.
- HATCHER, J.B., 1900. Sedimentary rocks of Southern Patagonia. American Journal Science, Series 4, 9(50): 85-108.
- HATCHER, J.B., 1903. Narrative of the expeditions geography of Southern Patagonia. Report Princeton University Expedition to Patagonia, 1896-1899, I.
- HECHEM, J. y J. HOMOVIC, 1986. La relación entre las Formaciones Baqueró y Laguna Palacios en el Nesocratón del Deseado, provincia de Santa Cruz. Revista Asociación Geológica Argentina, 42 (3-4): 244-254.
- HERBST, R., 1962. Sobre las especies de *Gleichenites* de los sedimentos baqueroenses de Santa Cruz, Patagonia. Revista Asociación Paleontológica Argentina, 2 (8): 141-148.
- HERBST, R., 1965. La flora fósil de la Formación Roca Blanca, provincia de Santa Cruz, Patagonia, con consideraciones geológicas y estratigráficas. Opera Lilloana 12: 1-102.
- IRIGOYEN, M.V., 1989. Descripción geológica de la Hoja 57f-g Comandante Luis Piedrabuena, provincia de Santa Cruz. Servicio Geológico Nacional, 114 p. (inédito).
- LESTA, P., 1969. Algunas nuevas comprobaciones en la geología de la Patagonia. Anales 4as Jornadas Geológicas Argentinas, 2: 187-194.
- LESTA, P. y R. FERELLO, 1972. Región extraandina de Chubut y norte de Santa Cruz. En Geológica Regional Argentina (Ed. Leanza). Academia Nacional Ciencias Córdoba, p.601-653.
- MACDONALD, G.A., 1953. Pahoehoe, aa and block lava. American Journal Science, 251: 169-191.
- MALUMIAN, N., 1978. Esbozo paleoecológico de las asociaciones foraminíferológicas terciarias de la Argentina. Revista Asociación Paleontología Argentina, 15 (1-2): 161-171.
- MALUMIAN, N., 1982. Informe preliminar y parcial sobre los foraminíferos de la Hoja 55c. Servicio Geológico Nacional (inédito).

- MALUMIAN, N. y V. RAMOS, 1984. Magmatic intervals, transgression-regression cycles and oceanic events in the Cretaceous and Tertiary of southern South America. *Earth and Planetary Science Letters*, 67: 228-237.
- MARIN, G., 1982. Descripción geológica de la Hoja 55c Gobernador Gregores, provincia de Santa Cruz. Informe preliminar. Servicio Geológico Nacional, 17 p. (inédito).
- MARIN, G., 1984. Descripción geológica de la Hoja 55c Gobernador Gregores, provincia de Santa Cruz. Servicio Geológico Nacional (inédito).
- MARSHALL, L.G., 1976. Fossil localities for Santacrucian (Early Miocene) Mammals, Santa Cruz Province, Southern Patagonia, Argentina. *Journal Paleontology*, 50(6): 1129-1142.
- MARSHALL, L.G. y R. PASCUAL, 1977. Nuevos marsupiales Caenolestidae del «Piso Notohippidense» (SW de Santa Cruz, Patagonia) de Ameghino. Sus aportaciones a la cronología y evolución de las comunidades de mamíferos sudamericanos. *Publicación Museo Municipal Ciencias Naturales «L. Scaglia»*, 2(4): 91-122, Mar del Plata.
- MARSHALL, P., R. PASCUAL, G. CURTIS y R. DRAKE, 1977. South American Geochronology: Radiometric time-scale for Middle to Late Tertiary Mammal-bearing Horizons in Patagonia. *Science*, 195: 1325-1328.
- MARTINEZ, A., 1968. Microthyriales (Fungi, Ascomycetes) fósiles del Cretácico inferior de la provincia de Santa Cruz, Argentina. *Revista Asociación Paleontológica Argentina*, 5(7): 257-263.
- MARTINEZ, H., 1984. Estudio petrográfico de 17 muestras de la Hoja 55c Gobernador Gregores, provincia de Santa Cruz. Servicio Geológico Nacional, (inédito).
- MAZZONI, M.M., L.A. SPALLETI, M.A. IÑIGUEZ RODRIGUEZ y M. TERUGGI, 1981. El Grupo Bahía Laura en el Gran Bajo de San Julián, provincia de Santa Cruz. *Actas 8º Congreso Geológico Argentino*, 3: 485-507.
- MENENDEZ, C.A., 1965. Fossil Bennettitales from the Tico Flora of Santa Cruz Province, Argentina. *Bulletin British Museum (Natural History), Geology*, 12: 1-42.
- MERCER, J.H., 1976. Glacial History of Southernmost South America. *Quaternary Research* 6: 125-166.
- MERCER, J.H., 1983. Cenozoic glaciation in the Southern Hemisphere. *Annual Reviews Earth Planetary Sciences*, 11: 99-132.
- MERCER, J.H., R.J. FLECK, E.A. MANKINEN y W. SANDER, 1975. Southern Patagonia: glacial events between 4 m.y. and 1 m.y. ago. *Quaternary Studies*. Royal Society New Zealand Bulletin, 13: 223- 230, Wellington.
- METHOL, E., 1967. Rasgos geomorfológicos de la Meseta de Somuncurá, Río Negro. Consideraciones acerca de los orígenes de los «pequeños bajos sin salida». *Revista Asociación Geológica Argentina*, 22 (4): 295-311.
- NÁÑEZ, C., 1988. Paleoecología de los foraminíferos del Terciario medio de la región oriental de la provincia de Santa Cruz, Argentina. Tesis doctorado Universidad Nacional Buenos Aires (inédito).
- NÁÑEZ, C., 1989. Informe micropaleontológico sobre muestras de las F. Baqueró, San Julián y Monte León del área oriental de la provincia de Santa Cruz. Dirección Nacional Minería y Geología, 4 p. (inédito).
- NIEMEYER, H., 1978. Nódulos máficos y ultramáficos en basaltos alcalinos de la meseta de Buenos Aires, Lago General Carrera, provincia de Aysen, Chile. *Revista Asociación Geológica Argentina*, 33 (1): 63-75.
- NULLO, F.E., M.J. HALLER, J.L. PANZA, G. MARIN y M.I. PARDO, 1993. Basaltos alcalinos eocenos y miocenos de algunas localidades de la Patagonia (Chubut y Santa Cruz). *Revista Asociación Geológica Argentina*, 48 (1): 33-40.
- NULLO, F.E., C. PROSERPIO y V.A. RAMOS, 1978. Estratigrafía y tectónica de la vertiente este del Hielo Patagónico, Argentina y Chile. *Actas 7º Congreso Geológico Argentino*, 1: 455-470.
- PADULA, V.H., 1959. Yacimientos de arcillas de los Lotes 18 y 19 de la zona de San Julián, provincia de Santa Cruz. Informe privado (inédito).
- PANKHURST, R.J., P. SRUOGA y C.W. RAPELA, 1993. Estudio geocronológico Rb-Sr de los Complejos Chon-Aike y El Quemado a los 47° 30' L.S. *Actas 12º Congreso Geológico Argentino*, 4: 171-178.
- PANZA, J.L., 1982. Descripción geológica de las Hojas 53e «Gobernador Moyano» y 54e «Cerro Vanguardia». Servicio Geológico Nacional, 197 p. (inédito).
- PANZA, J.L., 1984. Descripción geológica de las Hojas 54f «Bajo de la Leona» y 54g «Bahía Laura», provincia de Santa Cruz. Servicio Geológico Nacional, 197 p. (inédito).
- PANZA, J.L., 1986. Descripción geológica de la Hoja 54d «La Manchuria», provincia de Santa Cruz. Servicio Geológico Nacional, 141 p. (inédito).
- PANZA, J.L., 1987. Descripción geológica de los Lotes 18-19 y alrededores (Departamento Magallanes, provincia de Santa Cruz). Dirección Nacional Minería y Geología, 87 p. (inédito).
- PANZA, J.L., 1988. Informe preliminar de la descripción geológica de la Hoja 55e Cerro Rubio, provincia de Santa Cruz. Servicio Geológico Nacional, 28p. (inédito).
- PANZA, J.L., 1995a. Hoja Geológica 4969-II Tres Cerros escala 1:250.000, provincia de Santa Cruz. Servicio Geológico Nacional. Boletín 213.
- PANZA, J.L., 1995b. Hoja Geológica 4966-I/II Bahía Laura, escala 1:250.000, provincia de Santa Cruz. Servicio Geológico Nacional. Boletín 214.
- PANZA, J.L. y R. DE BARRIO, 1987. Informe preliminar del levantamiento geológico de las Hojas 55f Cordón Alto y 55g Puerto San Julián, provincia de Santa Cruz. Dirección Nacional Minería y Geología, 122 p. (inédito).
- PANZA, J.L. y R. DE BARRIO, 1989. Descripción geológica de las Hojas 56f «Cordón Alto» y 56g «Puerto San

- Julián». provincia de Santa Cruz. Servicio Geológico Nacional, 155 p. (inédito).
- PANZA, J.L. y M.V. IRIGOYEN, 1995. Hoja Geológica 4969-IV Puerto San Julian, escala 1:250.000, provincia de Santa Cruz. Servicio Geológico Nacional, Boletín 211.
- PANZA, J.L., J. COBOS y D. RAGONA, 1994. Mapa geológico de la provincia de Santa Cruz, escala 1:750.000. Servicio Geológico Nacional.
- PASCUAL, R., E. HINOJOSA, D. GONDAR y E. TONNI, 1965. Las edades del Cenozoico mamalífero de la Argentina, con especial atención a aquellas del territorio bonaerense. Anales Comisión Investigaciones Científicas Provincia de Buenos Aires, 6: 165-193.
- PEZZI, E.E., 1970. Informe geológico preliminar zona Los Pirineos- Cañadón Largo. Yacimientos Petrolíferos Fiscales, 49 p. (inédito).
- PIATNITSKY, A., 1938. Observaciones geológicas al oeste de Santa Cruz (Patagonia). Boletín Informaciones Petroleras, 165: 45-85.
- RAMOS, V.A., 1976. Evolución tectónica del basamento precámbrico de Rio Grande (Rio Grande do Sul, Brasil). Actas 6º Congreso Geológico Argentino, 1: 187-204.
- RAMOS, V.A., 1977. Basement tectonics from Landsat imagery in mining exploration. Geologic Mijnbouw, 56 (3): 243-252.
- RAMOS, V.A., 1978. Descripción geológica de la Hoja 55b Meseta de la Muerte, provincia de Santa Cruz. Servicio Geológico Nacional, (inédito).
- RAMOS, V.A., 1979. El vulcanismo del Cretácico inferior en la Cordillera Patagónica. Actas 7º Congreso Geológico Argentino, 1: 423-435.
- RAMOS, V.A., 1982. Geología de la región del Lago Cardiel, provincia de Santa Cruz. Revista Asociación Geológica Argentina, 37 (1): 23-49.
- RAMOS, V.A., 1983. Evolución tectónica y metalogénesis de la Cordillera Patagónica. Actas 2º Congreso Nacional de Geología Económica, 1: 107-124.
- RAMOS, V.A. y S. MALBURG KAY, 1992. Southern Patagonian plateau basalts and deformation: backarc testimony of ridge collisions. Tectonophysics, 205: 261-282.
- RAMOS, E. y V. A. RAMOS, 1979. Los ciclos magmáticos de la República Argentina. Actas 7º Congreso Geológico Argentino, 1: 771- 786.
- RAMOS, V.A., H. NIEMEYER, J. SKARMETA y J. MUÑOZ, 1982. Magmatic Evolution of the Austral Patagonian Andes. Earth-Science Reviews, 18: 411-443.
- RAPELA, C.W. y S.M. KAY, 1988. Late Paleozoic to Recent magmatic evolution of northern Patagonia. Episodes, 11 (3): 175-181.
- RICCARDI, A.C., 1971. Estratigrafía en el oriente de la Bahía de la Lancha, Lago San Martín, Santa Cruz, Argentina. Revista Museo La Plata, Geología, 7: 245-318.
- RICCARDI, A.C. y E. ROLLERI, 1980. Cordillera Patagónica Austral. 2º Simposio Geología Regional Argentina. Academia Nacional Ciencias, II:1173-1306, Córdoba.
- RIGGI, J.C., 1957. Resumen geológico de la zona de los lagos Pueyrredón y Posadas, provincia de Santa Cruz. Revista Asociación Geológica Argentina, 12(2): 65-97.
- RIGGI, J.C., 1978. La importancia de los sedimentos piroclásticos y de la sílice biogenética en la estratigrafía de la Formación Patagonia. Revista Asociación Geológica Argentina, 33 (2): 158-171.
- RIGGI, J.C., 1979. Nuevo esquema estratigráfico de la Formación Patagonia. Revista Asociación Geológica Argentina, 34 (1): 1-11.
- ROELLIG, F.R., 1981. Estudio por difracción de rayos X de 9 muestras de arcillas procedentes de la Hoja 55c, Gobernador Gregores, provincia de Santa Cruz. Servicio Geológico Nacional, (Inédito).
- ROLL, A., 1938. Estudio geológico de la zona al sur del curso medio del río Deseado. Boletín Informaciones Petroleras reimpresión, 15 (163): 17-83.
- ROMERO, E. y S. ARCHANGELSKY, 1986. Early Cretaceous Angiosperm Leaves from Southern South America. Science, 234: 1580-1582.
- ROSSI DE GARCIA, E. y R. LEVY DE CAMINOS, 1984. Estudio paleontológico de la megafauna de las Hojas 54d «La Manchuria» y 54f «Bajo de la Leona», provincia de Santa Cruz. Servicio Geológico Nacional, 2 p. (inédito).
- RUSSO, A. y M.A. FLORES, 1972. Patagonia Austral Extra Andina, en Leanza, A.F. (edit.), Geología Regional Argentina, Academia Nacional Ciencias Córdoba, 707-725.
- RUSSO, A., M.A. FLORES y H. DI BENEDETTO, 1980. Patagonia Austral Extraandina, en 2º Simposio Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias de Córdoba, 2: 1431-1462.
- SACOMANI, L., 1981. Informe preliminar de las observaciones petrológicas en localidades tipo de la secuencia volcánica jurásica («Serie Porfírica») en el ámbito del «Macizo del Deseado», provincia de Santa Cruz. Servicio Geológico Nacional, 11 p. (inédito).
- SACOMANI, L., 1982. Informe preliminar sobre observaciones petrológicas en localidades del complejo básico jurásico (Fm. Bajo Pobre) en el Macizo del Deseado, provincia de Santa Cruz. Servicio Geológico Nacional, 6 p. (inédito).
- SACOMANI, L., 1984. Informe preliminar. Ciclos basálticos cenozoicos del sector centro-occidental del Macizo del Deseado, provincia de Santa Cruz. Servicio Geológico Nacional, 5p. (inédito).
- SARRIS, M. y C.P. FERNANDEZ, 1957. Exploración carbonífera en la zona entre el lago Strobel, lago San Martín, río Chico y río Chalfá. Yacimientos Carboníferos Fiscales, 16 p. (inédito).
- SCHALAMUK, I., R. ETCHEVERRY y H. ECHEVESTE, 1994. Consideraciones geológicas y metalogénicas del área comprendida entre los 69° 24' a 69° 45' de longitud Oeste y los 48° 45' a 48° 49' de latitud Sur, provincia de

- Santa Cruz, Argentina. Actas del Encuentro Internacional de Minería, 1: 87-92.
- SCHILLER, W., 1923. Sobre derrumbamiento de capas en la Patagonia causado por sublavado. Contribución al estudio de las cuencas sin desagüe. Revista Museo La Plata, 26: 161-171.
- SPALLETI, L., A. IÑIGUEZ RODRIGUEZ y M. MAZZONI, 1982. Edades radimétricas de piroclastitas y vulcanitas del Grupo Bahía Laura, Gran Bajo de San Julián, Santa Cruz. Revista Asociación Geológica Argentina, 37 (4): 483-485.
- SRUOGA, P. y M.A. PALMA, 1984. La Formación Chon-Aike en su área clásica de afloramientos. Actas 9º Congreso Geológico Argentino, 3: 171-184.
- STIPANICIC, P. y A.O. REIG, 1955. Breve noticia sobre el hallazgo de anuros en el denominado «Complejo Porfírico de la Patagonia extraandina», con consideraciones acerca de la composición geológica del mismo. Revista Asociación Geológica Argentina, 10 (4): 215-233.
- STIPANICIC, P. y A.O. REIG, 1956. El «Complejo Porfírico de la Patagonia extraandina» y su fauna de anuros. Acta Geológica Lilloana 1: 185-297.
- STIPANICIC, P. y M. BONETTI, 1970. Posiciones estratigráficas y edades de las principales floras jurásicas argentinas. II Floras doggerianas y málmicas. Revista Asociación Paleontológica Argentina, 7 (2): 101-118.
- STIPANICIC, P. y A. RODRIGO, 1969. El diastrofismo Eo y Mesocretácico en Argentina y Chile, con referencias a los movimientos jurásicos de la Patagonia. Actas 4as Jornadas Geológicas Argentinas, 2: 337-352.
- TRAVERSO, N.E., 1966. *Brachyphyllum tigrense*, nueva conífera de la Formación Baqueró, Cretácico de Santa Cruz. Revista Asociación Paleontológica Argentina, 4(6): 189-194.
- TRAVERSO, N.E., 1968. *Brachyphyllum baqueroense*, otra nueva conífera de la Formación Baqueró, Cretácico de Santa Cruz. Revista Asociación Paleontológica Argentina, 5 (10): 374-378.
- TURIC, M.A., 1969. Perfiles estratigráficos al sur del curso medio del río Deseado, entre Punta España y Meseta Baqueró, provincia de Santa Cruz. Yacimientos Petrolíferos Fiscales, 55 p. (inédito).
- UGARTE, F.R.E., 1956. Relevamiento geológico expeditivo de la zona del lago Cardiel, Santa Cruz. Yacimientos Carboníferos Fiscales, 18p. (inédito).
- ULIANA, M. A., K.T. BIDDLE, D.W. PHELPS y D.A. GUST, 1985. Significado del vulcanismo y extensión mesojurásicos en el extremo meridional de Sudamérica. Revista Asociación Geológica Argentina, 40 (3-4) 231-253.
- VILLAR, L.M., 1975. Las fajas y otras manifestaciones ultrabásicas en la República Argentina y su significado metalogenético. Actas 2º Congreso Iberoamericano de Geología Económica, 3: 135-146.
- WICHMANN, B., 1922. Observaciones geológicas en el Gran Bajo de San Julián y sus alrededores (Territorio de Santa Cruz). Dirección General Minas. Boletín 30 B.
- WIELAND, G.R., 1929. The world's two greatest petrified forests. Science, 69 (1777): 60-63.
- WINDHAUSEN, A., 1924. Líneas generales de la constitución geológica de la región situada al oeste del Golfo de San Jorge. Boletín Academia Nacional Ciencias Córdoba, 27: 167-320.
- WINDHAUSEN, A., 1931. Geología Argentina. Segunda Parte: Geología Histórica y regional del territorio argentino. Ed. Peuser, Buenos Aires.
- ZAMBRANO, J. y C. URIEN, 1970. Geological outline of the basins in Southern Argentina and their continuation off the Atlantic shore. Journal of Geophysical Research, 75(8): 1363-1396.



Foto 1. Ignimbritas de la Formación Chon Aike apoyando discordantemente sobre basaltos y andesitas de la Formación Bajo Pobre, al este de la estancia Don Guillermo.



Foto 2. Veta de calcita en andesitas de la Formación Bajo Pobre. Sur de estancia La Alianza.



Foto 3. Formación Chon Aike entre las estancias Don Guillermo y La Rosita. Arriba, ignimbritas bien aglutinadas con marcada disyunción columnar. En la base, mantos poco aglutinados.



Foto 4. Aspecto general de la Formación Chon Aike al este del cerro Paike.



Foto 5. Aspecto de la Formación Chon Aike, en facies de tobas líficas y aglomerados volcánicos, en el sector de la estancia San Pedro.



Foto 6. Facies hipabisal de la Formación Chon Aike (pórfitos riolíticos y riolacíticos) al suroeste de la estancia San Pedro.



Foto 7. Detalle de los aglomerados volcánicos gruesos, en cercanías de la estancia San Pedro.



Foto 8. Formas de erosión, con fenómenos de reducción fungiforme y ahuecamiento basal y lateral, de las ignimbritas de la Formación Chon Aike al este de la estancia María Esther.



Foto 9. Cuerpos silíceos de reemplazo en tobas de la Formación Chon Aike al norte del cerro Guascho (en segundo plano), formado por rocas de la Formación Santa Cruz y basaltos miocenos.



Foto 10. Sección basal de la Formación Bajo Grande, al sur del puesto La Martita («Anfiteatro de Ticó»).



Foto 11. El Kiosko, relicto de erosión del Miembro Superior de la Formación Baqueró, al sureste de la estancia Bajo Tigre.



Foto 12. Faldeo austral de la meseta Baqueró. Aspecto general de las Formaciones Bajo Grande (en la base) y Baqueró, y la discordancia que las separa. Culminando la meseta, coquinas de la Formación Monte León.



Foto 13. Mina Campamento 2 (Frente A). Extracción de arcillas del Miembro Inferior de la Formación Baqueró.



Foto 14. Chimenea volcánica del cerro Gorro (Basalto Alma Gaucha, Oligoceno) intruida en conglomerados del Miembro Superior de la Formación Baqueró.



Foto 15. Vista hacia la sur, mostrando a la derecha el neck del cerro Gorro y parte de sus coladas, actualmente muy disectadas. El cuerpo de la meseta y las rocas rosado rójizas en segundo plano a la izquierda son elementos del Miembro Superior de la Formación Baqueró. Las lomadas blanquecinas y grises del primer plano y fondo de los bajos pertenecen a la Formación Bajo Grande. En el centro, al fondo, coladas del Basalto La Angelita.



Foto 16. Coquinas de la Formación Monte León frente a la vieja casa de la estancia La Gruta.



Foto 17. Areniscas coquinoides de la Formación Monte León apoyando sobre ignimbritas de la Formación Chon Aike, al sureste del cerro Paike.



Foto 18. Aspecto de los afloramientos de la Formación Santa Cruz al este de la estancia Nueva España. Al fondo, la meseta del Basalto Strobel.



Foto 19. Sección basal de la Formación Santa Cruz, con alternancia de areniscas gris azuladas y bancos pelíticos tobáceos amarillentos, al este de la estancia Barranca Alta.



Foto 20. Detalle de la secuencia anterior, mostrando estratificación planar y entrecruzada en las areniscas.



Foto 21. Detalle de los bancos pelíticos laminados de la secuencia anterior.



Foto 22. Perfil típico de los niveles superiores de la Formación Santa Cruz, al norte de la estancia La Lorenza.



Foto 23. Coladas del Basalto Strobel al oeste de la estancia Nueva España.



Foto 24. El Cerrito, neck de Basalto Strobel al este de Gobernador Gregores. Después de la ruta 521, la meseta del Basalto Gregores con conos volcánicos plio-pleistocenos superpuestos. Al fondo, meseta del Basalto Strobel.



Foto 25. Coladas superpuestas del Basalto Strobel en la pequeña meseta al oeste de la estancia La Flora.



Foto 26. Cono volcánico aportillado de los basaltos plioceno-pleistocenos, al sur de la estancia El Chara.



Foto 27. Meseta del cerro Tejedor vista desde el este, con el cono volcánico homónimo. En primer plano y base de la meseta, elementos de la Formación Chon Aike. El cuerpo de la meseta está formado por tobas y areniscas de la Formación Santa Cruz, en parte enrojecidas por el contacto con los derrames del Basalto Cerro Tejedor.



Foto 28. Sector central del bajo Feo, visto hacia el oeste. En primer plano, apilamiento de coladas del basalto plioceno superior-pleistoceno. Al fondo, meseta del Basalto Strobel y Formación Santa Cruz, con su característica orla de deslizamientos.



Foto 29: Basalto plio-pleistoceno (Basalto La Angostura) cerca de la estancia Las Vegas, apoyando sobre depósitos psefíticos del primer nivel de terrazas fluviales del río Chico.